NOTES ET MÉMOIRES SUR LE MOYEN-ORIENT

PUBLIÉS SOUS LA DIRECTION DE M. LOUIS DUBERTRET,
MAÎTRE DE RECHERCHES DU C. N. R. S., CHARGÉ DE MISSION DANS LE MOYEN-ORIENT

TOME VI

GÉOLOGIE DES ROCHES VERTES DU NORD-OUEST DE LA SYRIE ET DU HATAY (TURQUIE)

PAR LOUIS DUBERTRET

SEQUANIAN STROMATOPOROIDS FROM SOUTH-WEST ARABIA

BY R. G. S. HUDSON

Ouvrage publié avec le concours :

du Centre National de la Recherche Scientifique, Paris ;
de la Compagnie Française des Pétroles, Paris.

MUSEUM NATIONAL D'HISTOIRE NATURELLE

57, RUE CUVIER, PARIS Ve

1955



I

GÉOLOGIE DES ROCHES VERTES DU NORD-OUEST DE LA SYRIE ET DU HATAY (TURQUIE)

II

SEQUANIAN STROMATOPOROIDS FROM SOUTH-WEST ARABIA

NOTES ET MÉMOIRES SUR LE MOYEN-ORIENT

Publiés sous la direction de M. Louis DUBERTRET,
Maître de Recherches du C. N. R. S., Chargé de Mission dans le Moyen-Orient

TOME VI

GÉOLOGIE DES ROCHES VERTES DU NORD-OUEST DE LA SYRIE ET DU HATAY (TURQUIE)

par Louis DUBERTRET

SEQUANIAN STROMATOPOROIDS FROM SOUTH-WEST ARABIA

by R. G. S. HUDSON

Ouvrage publié avec le concours :

du Centre National de la Recherche Scientifique, Paris ;
de la Compagnie Française des Pétroles, Paris.

MUSEUM NATIONAL D'HISTOIRE NATURELLE

57, rue Cuvier, PARIS V^e

1955



GÉOLOGIE DES ROCHES VERTES DU NORD-OUEST DE LA SYRIE ET DU HATAY (TURQUIE)

PAR

Louis DUBERTRET

AVANT-PROPOS

Les roches vertes sont limitées, en Syrie, aux petits districts du Bassit et du Baèr, situés au N de Lattaquié. Dans le Hatay voisin (ancien Sandjak d'Alexandrette), elles constituent d'imposants massifs. Ces roches vertes posent le problème de leur origine : les voyons-nous dans leur gisement premier ou bien se trouvent-elles charriées sur le bord de la plate-forme syrienne à partir d'un gisement premier lointain ? Comment la mise en place eut-elle lieu ?

Ces questions ont préoccupé jadis M. Blanckenhorn (1895) et L. Kober (1915) ; mais leurs simples itinéraires de reconnaissance à travers la région des roches vertes ne pouvaient les mettre en état d'y répondre autrement que par des hypothèses.

Les circonstances m'ont permis de poursuivre pendant près de 25 années l'étude du NW de la Syrie. Avec le concours de Collègues et de Confrères a été établie la stratigraphie complète de la région. J'ai fait un lever géologique du Hatay à l'échelle du 200.000e et un lever des régions contiguës de Syrie à l'échelle du 50.000e [1]. Enfin, j'ai étudié la pétrographie des roches vertes.

De la confrontation des résultats de ces études s'est dégagée une explication nouvelle de la genèse des roches vertes, que le présent mémoire a pour objet d'exposer et de justifier.

Certaines vues pourront être jugées peu conformes à des idées généralement admises

1. Les levers de détail ont été faits depuis 1918, pour le Ministère des Travaux Publics de la République Syrienne.

jusqu'ici. Aussi me suis-je efforcé de préciser les lieux des observations sur lesquelles je m'appuie, afin de faciliter leur vérification. Car si un petit nombre de faits bien établis devait suffire pour conclure, la découverte des points propices aux observations convaincantes coûta de longs efforts.

Dans ce mémoire, un exposé préliminaire, dans lequel j'explique le problème posé par les roches vertes du NW de la Syrie et du Halay (1re partie), est suivi d'un aperçu sur la stratigraphie et la tectonique régionales (IIe partie). Les roches vertes sont ensuite décrites, telles qu'elles se présentent sur le terrain (IIIe partie) ou sous le microscope et à l'analyse chimique (IVe partie). En conclusion, je retrace l'historique des interprétations des roches vertes et explique les vues auxquelles m'ont conduit mes recherches (Ve partie)[1].

Les références bibliographiques sont données conformément aux prescriptions de la Société Géologique de France [Suppl. au *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), *I*, f. 1, 2, 3, 1951].

Des faits, relevant de disciplines diverses de la science géologique, se trouvent groupés dans ce mémoire. Mais celui-ci n'a pour objet ni une description stratigraphique ou tectonique complète du pays des roches vertes, ni une description pétrographique complète des roches vertes : j'ai réuni simplement les faits dont la juxtaposition permettait d'établir le mode de mise en place de ces roches vertes.

Au cours de l'exposé, j'ai effleuré plusieurs sujets se rattachant au problème des roches vertes : leur localisation, l'origine des radiolarites ou des corps étrangers qui leur sont associés dans la partie superficielle du corps des roches vertes, enfin le métamorphisme produit par les roches vertes. Avant de pousser plus en avant l'étude de l'un quelconque de ces problèmes, il fallait proposer une solution au problème clef de la mise en place des massifs de roches vertes : c'est ce problème précis que j'ai cherché à résoudre ici.

En présentant ce mémoire, j'ai conscience de la contribution qu'y ont apportée mes Maîtres, professeurs à la Sorbonne, et de nombreux Confrères.

Je dois une reconnaissance particulière à M. L. Lutaud, qui n'a cessé de guider, avec une affectueuse sollicitude, ma carrière de géologue.

M. J. Bourcart a également beaucoup contribué à orienter mes débuts comme jeune géologue.

C'est avec l'assistance de l'un et de l'autre que se sont constitués et qu'ont été édités les *Notes et Mémoires de la Section d'Études géologiques du Haut Commissariat Français en Syrie et au Liban*[2], dont les Tomes I, II, III (1934, 1937, 1940) réunissent la plupart des descriptions paléontologiques et stratigraphiques sur lesquelles s'appuie

1. Pour plus de détail, voir la table des matières *in fine*.
2. Les *Notes et Mémoires de Sciences Naturelles sur le Moyen-Orient* sont la continuation de cette publication périodique.

la discussion du problème des roches vertes. La diffusion de ces volumes a été assurée par M. J. Gandillot.

M. Ch. Jacob m'a conseillé et assisté dans l'organisation de mes travaux, en particulier dans la mise à l'étude des matériaux paléontologiques.

C'est mon Maître, M. Albert Michel Lévy qui m'a fait découvrir le problème posé par les roches vertes de Syrie et du Hatay ; en conseillant mes campagnes sur le terrain, en m'incitant à observer avec plus de précision, il m'a conduit finalement à sa solution.

Je dois à M. le professeur L. Kober, de Vienne, les premières suggestions sur l'épanchement sous-marin des roches vertes (1926).

Sur le terrain, j'ai eu comme collaborateur, mon camarade H. Vautrin. Nous avons ensemble établi la stratigraphie syrienne et fait un lever de reconnaissance de la Syrie. Je dois à H. Vautrin l'étude et le lever de la cuvette néogène d'Arsouz et le lever du Djebel Zawiyé et des plateaux basaltiques voisins à l'E. Il a décrit les Rudistes de la brèche de base du Maëstrichtien transgressif sur les roches vertes à Yayla.

Mme L. Dubertret m'a accompagné sur le terrain et aidé dans le lever du Nummulitique, en précisant au fur et à mesure ses subdivisions.

La détermination des matériaux paléontologiques a été complétée avec le concours de confrères des Laboratoires de Géologie et de Géologie appliquée de la Sorbonne, du Laboratoire de Paléontologie du Muséum National d'Histoire Naturelle, du Laboratoire de Géologie de l'Université de Lyon : Mmes J. Pfender, E. Basse (de Menorval), E. David (Sylvain), G. Delpey (Termier) et MM. F. Roman, L. Doncieux, J. Cottreau, A. Keller, J. Roger, J. Alloiteau et J. Cuvillier. Je dois à ce dernier les microphotographies des sédiments maëstrichtiens.

Pour l'étude des roches, j'ai été accueilli au Laboratoire de Minéralogie du Muséum National d'Histoire Naturelle par MM. A. Lacroix et J. Orcel. L'examen des plaques minces de roches vertes et le calcul des analyses ont été faits sous la direction de Mme E. Jérémine, avec le concours de Mlle S. Caillère, et également au Laboratoire de Pétrographie de la Sorbonne, sous la direction de M. J. Jung et avec le concours de M. M. Chenevoy. Les analyses de roches ont été faites au Laboratoire technique d'Analyse chimique de Minéraux et de Roches du Muséum National d'Histoire Naturelle, sous la direction de M. J. Patureau. Les microphotographies de roches vertes ont été faites au Laboratoire de Pétrographie de la Sorbonne, par M. J. Leriche.

M. C. Arambourg, avec une extrême bienveillance, m'a accordé l'hospitalité du Laboratoire de Paléontologie du Muséum National d'Histoire Naturelle pour l'élaboration matérielle de ce mémoire ; rédaction, tapage des textes, report de dessins etc. ; Mlles J. Signeux et R. Cintract et M. T. Garraud, par leur participation à cette partie ingrate, ont considérablement facilité ma tâche.

A ce mémoire ont contribué également mes Collègues de l'*Iraq Petroleum C° Ltd*, en particulier MM. F. E. Wellings et F. R. S. Henson, par la cordialité des échanges de vues sur le terrain et par les moyens matériels qu'ils ont à maintes reprises mis à ma disposition.

Une aide extrêmement précieuse m'a été apportée par M. V. de Metz, Président, Directeur général de la Compagnie Française des Pétroles, par MM. R. de Montaigu et H. de Cizancourt, respectivement Directeur et géologue en chef de cette Compagnie, enfin par M. J. Rondot, Président Directeur Général du Centre de Documentation et de Synthèse.

L'impression de la feuille a été assurée par l'*Institut Géographique National*. Je saisis l'occasion pour souligner la parfaite bienveillance rencontrée auprès de l'Inspecteur général géographe Hurault, Directeur de cet Institut et auprès des Inspecteurs généraux géographes Marin et Delienne à l'occasion de la publication de la carte géologique de la Syrie et du Liban.

Les cartes géologiques Pl. A et Pl. B ont été imprimées à Beyrouth par les soins de M. Bressoud (Imprimerie Catholique).

Les clichés des planches de paysages ont été préparés à Beyrouth par M. der Simonian, photographe.

Il m'est un agréable devoir d'exprimer ici à mes Maîtres, à mes Confrères et à tous ceux qui ont contribué à ce mémoire, ma profonde gratitude.

L. Dubertret.

TABLEAU DES ROCHES ET SÉDIMENTS

SIGNES CONVENTIONNELS

ROCHES

Granite

γ

Roches vertes

Σ_1	Péridotites pyroxéniques, serpentines
Σ_2	Gabbros, dolérites
Σ_3	Pillow-lava
Σ_4	Radiolarites et sédimentaire entraînés par les roches vertes

Basalte

βe_1	Basalte éocène inférieur
βm	— miocène
βp	pliocène
βq_1	— quaternaire
βq_2	— subactuel

SÉDIMENTS

(Tableau chronologique.)

Primaire

pa	Primaire indifférencié
s	Silurien
d	Dévonien

Secondaire

t	Trias
j	Jurassique
c	Crétacé

Crétacé inférieur.	c_1	Grès de base
	c_2	Aptien
Crétacé moyen	c_3	Albien
	c_4	Cénomanien
	c_5	Turonien
Crétacé supérieur	c_6	Sénonien

Tertiaire

e	Nummulitique				
	Éocène inférieur	e_1			
	— moyen	e_2	(Lutétien)		
	— supérieur	e_3			
	Oligocène	e_4			
m, p	Néogène				
	Miocène inférieur	m_1	(Burdigalien		
	— supérieur	m_{2-3}	(Vindobonien)	calcaire	m_2
				marneux	m_3
				conglomérats	m_{cg}
	— lacustre	m_l			
	Pliocène inférieur	p	(Plaisancien)		

Quaternaire q

PREMIÈRE PARTIE

EXPOSÉ PRÉLIMINAIRE

CHAPITRE PREMIER

LE PROBLÈME DES ROCHES VERTES DU NW DE LA SYRIE

Dans son ensemble, le bord occidental de la péninsule Arabique est haut et montagneux.

Au-dessus de la Mer Rouge et du golfe d'Akaba s'y dégage le socle granitique, recouvert çà et là par des entablements basaltiques (fig. 1). Mais ce socle plonge vers le NE et le granite s'enfonce, dans cette direction, sous les grès de Nubie et le sédimentaire marin : Jurassique, Crétacé et Tertiaire. Il ne reparaît plus dans le NE et le N de la péninsule, bien qu'il s'y manifeste encore par des grès quartziques de divers âges.

Dans sa partie Nord, le bord occidental de la péninsule Arabique est marqué par le sillon du golfe d'Akaba et de la Mer Morte, puis par la Méditerranée.

Le sillon du golfe d'Akaba et de la Mer Morte sépare la péninsule Arabique de la presqu'île de Sinaï, puis se prolonge au delà des lacs de Tibériade et de Houlé jusqu'au Taurus, par une file de dépressions, qui suivent le rivage oriental de la Méditerranée à une quarantaine de km de distance. Cette suite de dépressions fend en long le bord méditerranéen de la péninsule Arabique.

De part et d'autre de la pointe du sillon de la Mer Morte et de la ligne de dépressions qui le prolonge jusqu'au Taurus, s'élèvent de larges massifs, juxtaposés presque bout à bout. Ce sont : les monts de Judée, le Liban et l'Anti-Liban, le Djebel Alaouite et le Djebel Zawiyé, enfin la chaîne de l'Amanus et le Kurd Dagh syrien. Ces massifs constituent une barrière montagneuse N-S. Celle-ci rencontre, dans la région de Marach, les chaînes du Taurus, disposées transversalement : WSW-ENE.

Depuis la Mer Rouge jusqu'au Taurus les dépressions et les massifs suivent ainsi, sur près de 1.200 km de longueur, le méridien de 36°. Ils constituent un tout, qui représente l'un des traits marquants de l'écorce terrestre dans cette partie du globe, trait nettement distinct du faisceau des chaînes du Taurus. On a vu en lui la manifestation la plus septentrionale des grands accidents de l'Est africain.

D'une extrémité à l'autre, la structure géologique conserve un même caractère. Des mouvements verticaux, le long de grandes failles et de flexures, ont joué un rôle

prédominant dans la genèse du relief. Des failles subordonnées découpent une mosaïque de blocs de diverses tailles. Et une certaine simplicité et homogénéité règne dans son développement stratigraphique.

Le paysage granitique des côtes de la Mer Rouge s'avance en pointe, le long du golfe d'Akaba et de son prolongement dans le Ghor, jusqu'à proximité de la Mer Morte. Puis le granite disparaît sous d'épais grès de Nubie, qui montent là depuis le Cambrien jusque dans le milieu du Crétacé. Au N, les plateaux de Jordanie et de Syrie sont constitués par des calcaires et marno-calcaires crétacés moyens, crétacés supérieurs et tertiaires ; des basaltes miocènes, pliocènes et quaternaires s'y étalent en larges nappes superficielles.

La structure profonde ne s'y révèle plus que dans les massifs côtiers. La voûte de Judée, peu prononcée, n'est entamée que jusqu'à la base du Crétacé. Mais le Liban, l'Anti-Liban et le Djebel Alaouite, beaucoup plus vigoureux, ont subi un large décapage, qui a mis à nu le Jurassique ; quelques vallées entaillent celui-ci jusqu'à la base du Jurassique moyen. Les séries découvertes sont essentiellement calcaires ; cependant, une discontinuité stratigraphique sépare le Jurassique du Crétacé, représentée par des sédiments détritiques quartziques et des basaltes interstratifiés.

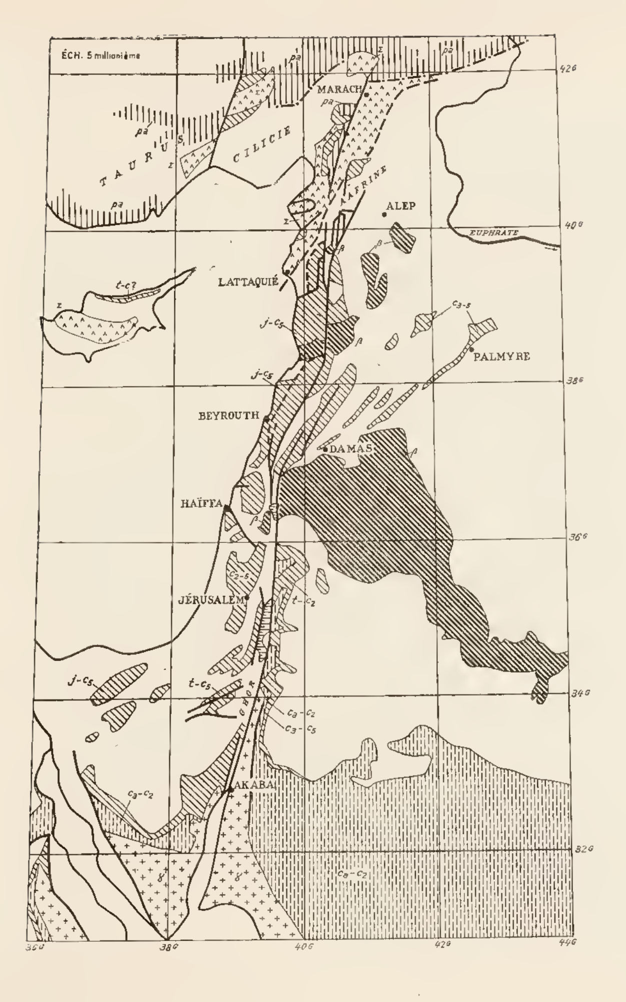
L'apparition d'une puissante série calcaire jurassique aux confins de la Méditerranée, la récurrence de grès du type des grès de Nubie de la Jordanie dans la base du Crétacé du Liban et de l'Anti-Liban, n'ont pas à surprendre et n'indiquent pas un domaine géologique nouveau. Les massifs de Judée, du Liban et de l'Anti-Liban et des Alaouites, font toujours partie de la péninsule Arabique, bien qu'ils se situent sur sa marge.

Ce n'est qu'au N de Lattaquié, plus exactement au delà d'une ligne remontant le cours du Nahr el Kébir de Lattaquié vers le NNE, qu'apparaissent des roches nouvelles, roches inconnues ailleurs en Syrie ou sur la péninsule Arabique, mais communes à la périphérie de celle-ci, le long des chaînes du Taurus et du Zagros ou dans l'Oman : les *roches vertes*. Elles constituent, au N de Lattaquié, les districts du Bassit et du Baer et au N du cours inférieur de l'Oronte, la partie méridionale de la chaîne de l'Amanus : le Kizil Dagh et le Kara Mourt. Elles se poursuivent jusqu'au pied du Taurus, de part et d'autre de la partie septentrionale de la chaîne de l'Amanus, appelée Giaour Dagh : à l'W de cette chaîne, en lisière de la Cilicie, à l'E dans le couloir, du Kara Sou et de l'Ak Sou. Au delà de ce couloir, elles occupent le N du Kurd Dagh et longent le pied des chaînes du Taurus.

Ces roches vertes sont éruptives et en grande partie grenues. Les plus étendues et les plus clairement apparentes sont des péridotites pyroxéniques, des gabbros et

---

Fig. 1. — Esquisse géologique de la bordure orientale de la Méditerranée.
Pour les signes conventionnels, se référer au tableau en tête du mémoire.



Source MNHN, Paris

des dolérites ; plus rarement sont visibles aussi des roches à délit en oreillers et en partie vitreuses, appelées pillow-lawas. A ces roches sont associées des radiolarites et des sédiments dont certains représentent des étages inconnus à l'affleurement dans la région.

Les roches vertes ne sont pas les seules à paraître insolites pour la Syrie. Du granite et des schistes paléozoïques ont été découverts récemment dans le Baer et le Bassit. Enfin, du Paléozoïque monte et se dégage largement dans le Giaour Dagh, comme il le fait dans le Taurus, tandis que le Mésozoïque change légèrement de faciès, devient plus calcaire, plus monotone, plus pauvre en fossiles.

L'apparition des roches vertes au N de la ligne du Nahr el Kébir a été jugée par M. Blanckenhorn comme un argument permettant de conclure que cette ligne du Nahr el Kébir constituait la limite de la plate-forme syrienne vers le domaine des chaînes tauriques.

En conséquence, la chaîne de l'Amanus était interprétée comme un chaînon avancé du Taurus. Ces conclusions, généralement adoptées dans les grandes synthèses tectoniques, s'expliquaient aisément.

Mais elles sont remises en cause aujourd'hui par une connaissance plus avancée de la géologie régionale. Nous devons nous demander quels seraient les caractères stratigraphiques et tectoniques qui permettraient de tracer la limite N de la plate-forme syrienne et de séparer celle-ci du domaine des chaînes tauriques.

La montée du Paléozoïque dans le Giaour Dagh représente bien un caractère géologique nouveau. Mais il ne suffit pas pour rattacher le massif au Taurus : ne connaît-on pas, dans les plaines de la Djézireh syrienne, dans une aire que personne ne songerait à détacher de la plate-forme syrienne, un pointement, certes exigu, de Paléozoïque !

La structure du Giaour Dagh, d'autre part, n'est pas caractéristique des chaînes du Taurus. Les couches montent en flexure sur son flanc W, puis continuent à monter doucement vers l'E, jusqu'à une grande faille, au delà de laquelle s'allonge un fossé. C'est là le style des massifs libano-syriens.

Et surtout, comment s'appuyer sur les roches vertes, pour caractériser un domaine géologique nouveau, sans les connaître : elles avaient été, en partie, définies pétrographiquement, mais en partie seulement ; on ne savait rien du mode de leur mise en place. Le problème que pose celle-ci n'avait même pas été clairement posé. Il ne pouvait d'ailleurs être résolu par la seule pétrographie ; sa solution supposait une connaissance de la stratigraphie et de la tectonique régionales qu'on ne possédait pas.

C'est ce problème des roches vertes dans les régions du Bassit et du Baer, dans l'ancien Sandjak d'Alexandrette, appelé aujourd'hui Hatay, ainsi que dans le Kurd Dagh voisin, qui constitue le principal objet du présent mémoire. La discussion nous

conduira bien au delà des limites d'affleurement des roches vertes, vers les massifs dominant la côte libano-syrienne et vers l'intérieur de la plate-forme syrienne. Elle devrait nous conduire aussi vers le Taurus. Ce pays de montagnes ne nous étant pas personnellement connu, nous nous limiterons, en ce qui le concerne, à des suggestions.

Ce problème des roches vertes n'est pas propre à notre région. Il concerne également, dans le voisinage, l'île de Chypre, l'ensemble des chaînes du Taurus et du Zagros, l'Oman, puis bien d'autres pays plus éloignés. Mais les roches vertes sont susceptibles de se présenter dans des conditions multiples et d'être d'âges divers. Nous nous abstiendrons donc de comparaisons hasardeuses et nous nous limiterons au cadre de nos observations directes.

CHAPITRE II

CARACTÈRES GÉNÉRAUX DU PAYS DES ROCHES VERTES ET DES CONTRÉES AVOISINANTES

Délimitation de l'aire décrite.

La côte orientale de la Méditerranée présente, dans l'ensemble, un tracé assez régulier : elle suit à distance l'axe des massifs qui la dominent : monts de Judée, Liban, montagne Alaouite. Les caps, tels ceux de Haïffa et de Beyrouth, résultent simplement d'accidents transversaux.

Au N de Lattaquié, elle change de caractère ; elle devient une côte à redents, où alternent deux orientations : l'une SE-NW, l'autre SSW-NNE à SW-NE (fig. 2). C'est que les axes structuraux s'y dirigent des terres vers la mer : tantôt la côte coupe ces axes transversalement, tantôt les suit longitudinalement. Du S au N, les rentrants et les saillants de cette partie de la côte sont : l'embouchure du Nahr el Kébir N, à une quinzaine de km au SE de Lattaquié, le Ras Ibn Hani au NW de Lattaquié, l'embouchure de l'Oronte à Souédiyé, le Ras Khanzir à l'entrée du golfe d'Alexandrette, enfin Alexandrette, au fond de celui-ci.

Le pays analysé dans le présent mémoire est compris entre Lattaquié et un parallèle passant à 20 km au N d'Alexandrette. A l'E il est limité par une ligne SSW-NNE passant par Lattaquié et se prolongeant au delà de la plaine lacustre de l'Amouk, obliquement, à travers le Kurd Dagh. Du S au N, il s'étend sur 160 km : il s'élargit progressivement d'une pointe à Lattaquié, jusqu'à une largeur de 60 km entre Alexandrette et le Kurd Dagh.

Sa description, la recherche de ses caractères propres, de ses rapports et différences avec les pays voisins, nous conduiront jusqu'à une centaine de km à l'E de la côte : c'est donc une aire de 160 km sur 100 km, aujourd'hui partagée entre la Syrie et la Turquie, que nous aurons à considérer.

Du point de vue géographique comme du point de vue géologique, deux grandes régions se rencontrent dans cette aire : la montagne tempérée du N et le plateau aride et brûlant du S.

Cette rencontre ne se fait pas sur une limite nette, les deux grandes régions s'interpénètrent, en sorte que la transition de l'une à l'autre s'établit par une mosaïque

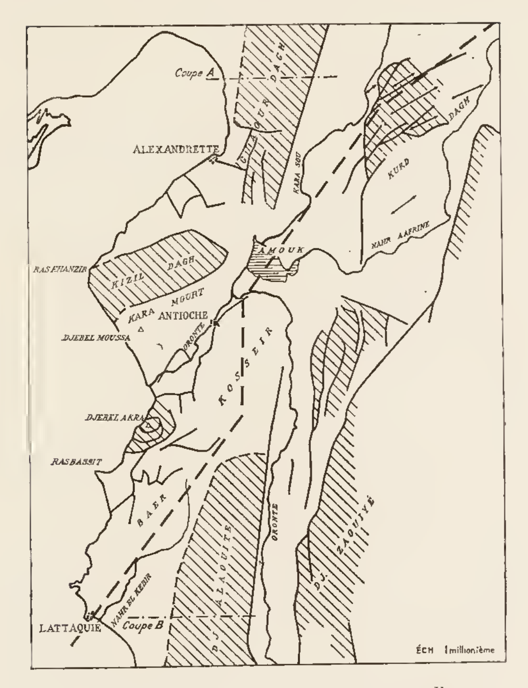


Fig. 2. — Schéma tectonique du NW de la Syrie et du Hatay.

Grandes failles et flexures ; plissements du Kurd Dagh. Hachures sur les principaux reliefs. Le tireté fort représente la *ligne du Nahr el Kébir*, limite SE des roches vertes. — Repérage des coupes A et B de la fig. 5.

capricieuse de petits pays, aux caractères fort contrastés, allant des denses forêts de montagne jusqu'aux plateaux calcaires karstiques, nus.

Ces contrastes reposent sur la complexité de la structure géologique et du relief et sur la diversité des roches constituant le sous-sol.

Axes structuraux

Dans notre région se manifestent deux orientations structurales, qui se superposent ou se croisent. L'une se marque franchement, sous forme d'un faisceau de failles, surtout méridiennes, prolongeant les grandes failles du fossé de la Mer Morte et de la Syrie moyenne. Entre ces failles montent des horsts ou se creusent des fossés ; elles constituent un trait Est-africain ou syrien. L'autre se marque plus timidement, dans la disposition SW-NE du Kizil Dagh et des plissements du Kurd Dagh. On peut y voir une influence des chaînes tauriques ; mais cette interprétation ne s'impose pas avec évidence, car en Syrie également existent des accidents de cette orientation.

Les failles méridiennes coupent à travers la zone à orientation SW-NE, elles se poursuivent vers le N jusqu'au Taurus proprement dit.

Du fait de la coexistence de deux orientations structurales, le relief est plus compliqué qu'il n'a généralement été admis. Ainsi, la chaîne de l'Amanus est bien loin de constituer un arc montagneux simple, se prolongeant harmonieusement dans la chaîne N de l'île de Chypre.

Comme tout le long de la bordure orientale de la Méditerranée, les reliefs sont le plus vigoureux le long de la côte ; vers l'intérieur ils s'atténuent.

La crête alaouite, très régulière, se tient aux environs de 1.500 m. A 10 km au NW, le Djebel Akra, cône isolé, culmine à 1.729 m. La crête du Kizil Dagh également très régulière, approche de 1.800 m ; celle du Giaour Dagh monte progressivement de 670 m, au col de Beylan, jusqu'à 2.221 m au Migber Tépé.

A l'E de cette rangée montagneuse, s'étendent des fossés, occupés par les marais du Gharb, à 170 m, et la plaine de l'Amouk, à 80 m, avec ses ramifications vers l'Oronte inférieur et vers le Kara Sou.

Au delà commence l'intérieur syrien, tabulaire dans le S, plissé au N du Nahr Aafrine. Le Djebel Zawiyé, opposé au Djebel Alaouite, s'abaisse doucement vers l'E, de 800 à 900 m au-dessus du Gharb, jusqu'à 250 m dans les marais du Queeq. Plus au N, le plateau syrien est découpé en horsts N-S, qui descendent par gradins, de 850 m dans le Djebel Douélé, jusqu'à 500 m dans les environs d'Alep. Enfin, le Kurd Dagh, de 1.100 m au-dessus du Kara Sou, s'enfonce en direction du SE et les noyaux calcaires de ses plis disparaissent à l'approche de l'Aafrine, sous un pays marneux bas.

Climat, végétation.

L'atténuation du relief d'W en E a pour conséquence une aridité croissante. L'humidité apportée de la Méditerranée par des vents d'W et du SW, reste accrochée aux

reliefs côtiers : les précipitations y atteignent 1.000 m. A Alep elles ne sont plus que de 456 mm, et elles diminuent rapidement vers le SE jusqu'à tomber au-dessous de 300 mm (fig. 3).

Le milieu de vie se modifie ainsi rapidement de la côte vers l'intérieur. La montagne Alaouite, le Bassit, le Baer, le Kizil Dagh et le Giaour Dagh sont habillés de denses forêts. Au delà des fossés de l'Oronte et du Kara Sou, ne subsistent guère que des maquis de chênes à feuilles persistantes, des plantations d'oliviers et de pistachiers ; le blé et le coton y prospèrent. Mais bientôt commence la steppe, pays de nomades à la recherche de pâturages et d'eau.

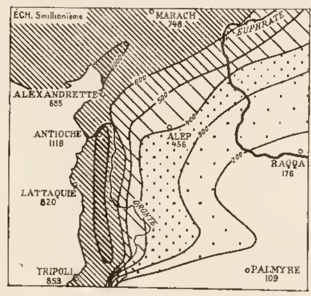


Fig. 3. — Précipitations, en mm, dans le NW de la Syrie (d'après C. Combier, 1945).

Les roches.

Les roches, par leur diversite, ajoutent à la variété des paysages, d'autant plus que fréquemment elles affleurent à nu sur de grandes étendues.

Le terrain sombre des roches vertes et ses forêts de pins d'Alep (pl. II) offrent un spectacle bien nouveau à celui qui n'est habitué qu'aux grands espaces calcaires et marneux, nus, de la Syrie. Les nappes basaltiques quaternaires du fossé du Kara Sou apportent une autre note particulière à ces pays du N. La plus récente, le Lêtché, s'étend dans la plaine du Kara Sou comme du velours noir, percée çà et là par des pointes de péridotites pyroxéniques, au beau relief pyramidal, se détachant dans une tonalité plus claire (pl. III, fig. 2). Le restant du pays se partage essentiellement entre les calcaires et les marnes. Les terrains se distribuent sans doute de façon compliquée ; mais il existe de grands paysages uniquement calcaires ou uniquement marneux, qui constituent autant de régions géographiques à caractère propre. La zone paléozoïque

du Giaour Dagh se différencie peu de la zone mésozoïque calcaire environnante ; toutefois les résineux (cèdre du Liban et sapin de Cilicie) sont plus fréquents dans ses forêts que dans celles des calcaires.

Ainsi la diversité géologique et géographique est-elle le caractère dominant de notre région et cette diversité même ramène à la question : où se trouve-t-on sur cette terre? sur le socle arabique, ou au delà, dans le domaine des grandes chaînes du Taurus ? On peut se demander aussi si une réponse trop catégorique ne serait pas inutile, ou ne constituerait pas une erreur. Mais la question peut être au moins discutée.

CHAPITRE III

CONFIGURATION DU PAYS DES ROCHES VERTES. PARTICULARITÉS DE SES DIVERSES RÉGIONS

La discussion du problème des roches vertes conduira à se reporter constamment à l'une ou l'autre des régions dont la mosaïque constitue le pays des roches vertes et ses alentours. Leur disposition et leurs caractères essentiels devant être connus, nous en donnerons ici un premier aperçu. Nous reprendrons ultérieurement la description de détail[1].

Nous devons ici anticiper en précisant la structure lithologique des massifs de roche verte. Ceux-ci s'étendent dans notre région sur 3.000 km²; l'épaisseur de roche verte visible est de 1.000 - 3.000 m.

Les parties profondes des massifs de roche verte sont constituées de péridotites pyroxéniques et de proyxénites péridotiques ; dessus suivent des gabbros à olivine, puis des gabbros sans olivine et des dolérites ; la partie superficielle est constituée par des roches en partie vitreuses, à délit en oreiller. Cette suite est unique. A la surface des roches vertes sont disséminées des radiolarites et des roches sédimentaires diverses, les unes et les autres sous forme de lambeaux déchiquetés ou de simples blocs.

La chaîne de l'Amanus.

Sur une carte à petite échelle, la chaîne de l'Amanus apparaît comme un arc montagneux simple, qui se prolongerait dans la chaîne N de l'île de Chypre ; pour certains tectoniciens, la présence de roches vertes à Chypre justifiait le raccordement.

En fait, l'Amanus est complexe. Il est divisé en deux parties principales par le *col de Beylan* qu'utilise la route menant d'Alexandrette vers l'Amouk, Antioche et Alep.

Dans la région du col, un substratum de péridotites pyroxéniques est recouvert par des calcaires lutétiens et des marnes vindoboniennes. Le tout se relève de part et d'autre, au N vers le *Giaour Dagh*, au SW vers le *Kizil Dagh*.

Les péridotites pyroxéniques enveloppent la pointe du Giaour Dagh jusqu'au parallèle passant à 6 km au N d'Alexandrette; puis elles ne subsistent que sur les flancs du

1. Suivre sur la fig. 5 et sur la pl. A.

massif. De dessous les péridotites sortent des calcaires mésozoïques ; ils montent jusqu'au parallèle passant à 21 km au N d'Alexandrette, et, à leur tour, se trouvent rejetés sur les flancs du massif. De dessous les calcaires sortent enfin des terrains paléozoïques, qui occupent la partie haute du massif et sa retombée sur le Kara Sou, jusque fort loin vers le N. Le Migher Tepe, 2.224 m, se situe, dans le Giaour Dagh, à la limite de la partie que nous avons parcourue.

D'Alexandrette, on voit les calcaires du Giaour Dagh plonger sous les péridotites pyroxéniques du col de Beylan. Sur le flanc du Giaour Dagh a été trouvée, vers le haut de ces calcaires, une microfaune cénomanienne-turonienne. Dans la région des crêtes, leur couronnement, immédiatement sous-jacent aux péridotites pyroxéniques, est constitué par une brèche fine à microfaune maëstrichtienne.

Le Mésozoïque repose sur le Paléozoïque en très légère discordance, en sorte que les couches de l'un et de l'autre ont la même allure dans une coupe transversale du massif : rapide montée sur le bord W, puis beaucoup plus douce jusqu'à la grande faille bordière du fossé du Kara Sou. La largeur du massif est de 20 km. Il est disposé parallèlement au fossé du Kara Sou, presque N-S (fig. 4).

Cette structure du Giaour Dagh est comparable à celle de la moitié N du Djebel Alaouite.

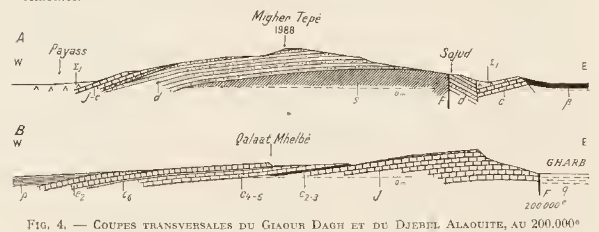


Fig. 4. — Coupes transversales du Giaour Dagh et du Djebel Alaouite, au 200.000e (coupes repérées fig. 2) : le style structural des deux massifs est le même.
s Silurien ; *d* Dévonien ; *j* Jurassique ; *c* Crétacé ; c_{2-3} Aptien-Albien ; c_{4-5} Cénomanien-Turonien ; c_6 Sénonien : e_2 Lutétien ; *p* Pliocène ; *q* Quaternaire ; β basalte).

Les péridotites pyroxéniques du col de Beylan se relèvent et s'élargissent vers l'W en direction de l'*Elma Dagh* et vers le SW en direction du *Kizil Dagh*.

A la constitution de l'Elma Dagh, 1.405 m, participe le complexe complet des roches vertes. Péridotites pyroxéniques, gabbros et dolérites s'y associent en une brèche volcanique ; les pillow-lavas y atteignent un extraordinaire développement. Sur le sommet et le flanc E, de petits lambeaux de Maëstrichtien transgressif à *Lapeirousia* recouvrent la roche verte.

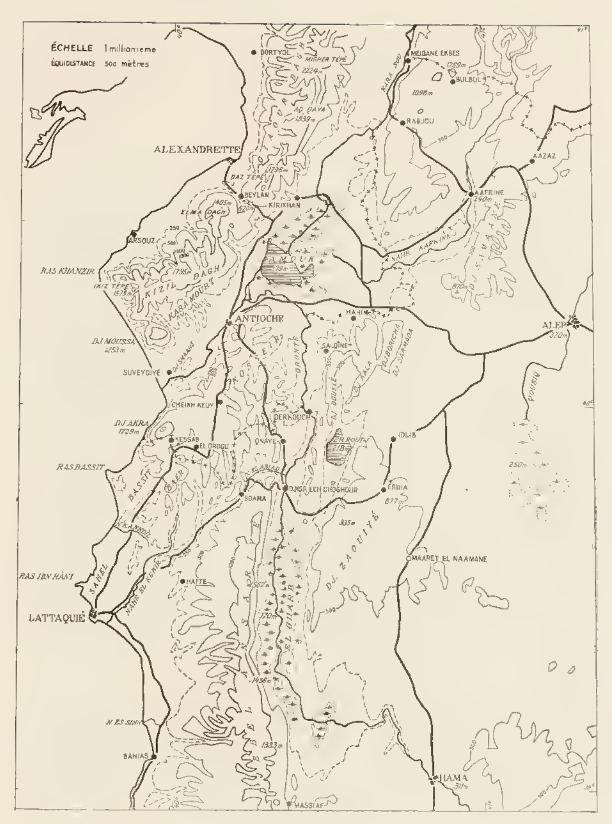


Fig. 5. — Esquisse géographique du NW de la Syrie et du Hatay, d'après les cartes de l'Institut Géographique National.

Le Kizil Dagh montre les péridotites pyroxéniques dans toute leur monotonie, sur 31 km de longueur et 14 km de largeur. Ses flancs et sa crête sont orientés SW-NE ; son profil, régulier, se tient entre 1.700 m et 1.800 m. Un grand abrupt transversal le tronque à son extrémité SW.

Entre l'Elma Dagh et le Kizil Dagh s'incruste un petit pays de basses collines néogènes, disposé en synclinal : le *synclinal d'Arsouz*.

Au SE, le Kizil Dagh donne sur un autre pays bas, de diorites et de dolérites : le *Kara Mourt*. Celui-ci s'élargit progressivement de 2 km sur le bord de l'Amouk, jusqu'à 10 km en face de la mer.

Contre le Kara Mourt se pose une bande néogène, surtout marneuse, qui plonge vers le SE, jusqu'à l'Oronte inférieur. A sa base, un banc calcaire vindobonien gagne en puissance en direction de la côte, jusqu'à former une puissante dalle s'élevant jusqu'à 1.255 m dans le *Djebel Moussa*. Dessus suivent des terrains marno-sableux, tendres, d'un relief atténué.

Délimité de toutes parts par des failles, le Kizil Dagh a le caractère d'un horst. Cependant, en face du Djebel Moussa, la faille qui le sépare du Kara Mourt s'efface, en sorte que depuis le Kizil Dagh jusque sous la dalle calcaire du Djebel Moussa, la suite des roches vertes est continue. Leur épaisseur visible, de l'ordre de 2.000 à 3.000 m, mène de péridotites, à la base, jusqu'aux plus fines dolérites, au sommet ; les pillow-lavas manquent à cette coupe ; elles ont été érodées avant le dépôt des calcaires vindoboniens.

Les cours de l'Oronte inférieur et du Kara Sou marquent l'extrême limite SE de l'Amanus.

La chaîne fournit un ensemble de données essentielles sur les roches vertes. La coupe du Kizil Dagh au Djebel Moussa nous montre celles-ci dans leur plus grand développement ; il y est visible que la suite des roches, depuis les péridotites jusqu'aux dolérites fines, est continue, qu'il n'y existe aucune séparation entre les péridotites pyroxéniques d'une part et les gabbros, diorites et dolérites de l'autre.

Les roches vertes y ont été datées : des sédiments maëstrichtiens apparaissent en effet sous leur marge, tandis que d'autres sont transgressifs dessus : elles sont donc maëstrichtiennes.

Le Djebel Akra, et les roches vertes entre Antioche et Lattaquié.

Un deuxième pays de roches vertes s'étend entre l'Oronte inférieur et le Nahr el Kébir N ; il est aussi compliqué et capricieux que le Kizil Dagh est simple et majestueux. Il domine l'Oronte inférieur le long d'un rebord sinueux ; le *Djebel Smane*, qui en fait partie, s'avance même au delà de la rivière. Le contour oriental des roches vertes se dirige d'*Antioche* vers le S, jusqu'aux branches amont du Nahr el Kébir, et de là vers le SSW, jusqu'à l'embouchure de la rivière.

Le relief est confus, ses traits directeurs se dégagent mal ; une seule grande forme domine le paysage, le *Djebel Akra* (pl. II, fig. 1). D'un pays profondément raviné, dont les crêtes se profilent entre 600 m et 1.200 m, ce sommet émerge en forme de cône pointu, immédiatement au-dessus de la côte, et monte jusqu'à 1.725 m. Des calcaires clairs, mesozoïques, de faciès identiques à ceux de la montagne Alaouite, plongent de toutes parts, à l'exception du côté mer, sous les roches vertes sombres.

Depuis Antioche jusqu'au Djebel Akra, les roches vertes percent çà et là, capricieusement, à travers une couverture sédimentaire crétacée supérieure et tertiaire. Puis entre le Djebel Akra et le Nahr Kanndil, elles apparaissent largement dénudées, sur une aire de 260 km², comprenant les districts du *Baer* et du *Bassit*. Toutes les parties du complexe des roches vertes sont là également représentées, mais extrêmement morcelées. Les péridotites pyroxéniques constituent les arêtes vives du paysage, tandis que les gabbros, dolérites et pillow-lavas se cantonnent dans les creux, donnant parfois l'impression de sortir d'en dessous les péridotites.

Les roches vertes s'enfoncent au S du *Nahr Kanndil* sous une couverture de Crétacé supérieur et de Nummulitique, qui forme de basses collines marneuses et une plaine : le *Sahel de Lattaquié*. Mais on les voit s'avancer le long du Nahr el Kébir jusqu'à proximité de Lattaquié et elles constituent le sous-sol d'une partie de la ville ; il est hors de doute qu'elles soient présentes sous l'ensemble du Sahel de Lattaquié.

C'est au-dessus d'Antioche, dans le Mont Silpius, que les pillow-lavas ont été remarquées pour la première fois ; elles attirent l'œil le long de la route de Quayé, par leur couleur brun Van Dyck.

Dans le Baer et le Bassit, où elles ont également un important développement, leur sont associés des radiolarites et des sédiments d'âges divers, sous forme de lambeaux disloqués ou de blocs isolés. Parmi les sédiments ont été reconnus des terrains paléozoïques (dévoniens ?), du Trias (inconnu ailleurs dans la région), du Jurassique, de l'Aptien et du Cénomanien. — Sur le pourtour de la cuvette d'El Ordou, à Yeyla (au SE du Dj. Akra), a été constatée la transgression du Maëstrichtien sur les roches vertes. De là proviennent de magnifiques formes de *Vautrinia* n. g., *Hippuritella*, *Vaccinites*, enfin des *Orbitella*, quelques *Loftusia*, caractéristiques respectivement des faciès récifaux et détritiques du Maestrichtien du Proche-Orient.

Le plongement des calcaires du Djebel Akra ou du Djebel Alaouite sous les roches vertes est plus que probable et pourtant dans une certaine mesure discutable, les contacts des roches vertes avec leur substratum présumé étant souvent accidentés ou cachés. Par contre en plein cœur du Bassit apparaît très clairement un substratum métamorphique, de roches granitoïdes, d'amphibolites et de schistes divers. Son apparition inattendue permet d'apprécier l'épaisseur des roches vertes ; elle suggère des hypothèses sur les circonstances de leur mise en place ; elle est enfin le signe de quelque renouveau, difficile à préciser, dans la structure profonde, puisque depuis le

N de la Syrie jusque dans le S de la Jordanie, le granite et le métamorphique ne se montrent nulle part.

Le Djebel Alaouite.

La chaîne de grands massifs se poursuit, au delà du Nahr el Kébir, dans le *Djebel Alaouite.*

Sa moitié N est un horst N-S, contenu entre une flexure et une faille. Sur son bord W, les calcaires crétacés montent brusquement ; puis ils se replient et continuent une ascension beaucoup plus douce, jusqu'aux crêtes : celles-ci suivent de près la faille orientale, dite *faille de Djisr ech Choghour.* L'angle W du horst est à 500 m ; la ligne de crêtes, très régulière, monte de 1.400 m dans le S à 1.500 m dans le N. A ses pieds, les marais du Gharb sont à 170 m. La largeur du horst est de 22 km (fig. 4 et 5).

La partie W, sur 15 km de largeur, est constituée par des calcaires turoniens et cénomaniens. Vers le bord E, le Jurassique monte en flexure et constitue un horst étroit, dominant de peu le Crétacé.

Le Djebel Alaouite conserve ce type de structure, vers le S, jusqu'à la *faille transversale du Nahr Sinn,* laquelle pénètre de la côte jusqu'en pleine montagne. Au delà, il se transforme en un simple monoclinal s'élevant insensiblement des plaines littorales vers le NE, jusqu'à une autre grande faille N-S, située une dizaine de km à l'E de celle de Djisr ech Choghour : la *faille de Massiaf.* La ligne de crêtes accompagne toujours la faille, elle descend de 1.400 m à la soudure avec le horst jusqu'à 1.000 m à l'extrémité méridionale du massif.

En lisière des plaines littorales se montrent quelques lambeaux de marne crétacée supérieure. Vers la montagne se succèdent, très régulièrement, le Turonien, le Cénomanien et l'Albien, l'Aptien et le Jurassique.

Sur le horst N subsistent des buttes-témoins d'une ancienne couverture de marnes blanches crétacées supérieures et de calcaires lutétiens. Elle devient plus continue sur les bords W et N du horst ; et au N, de l'Éocène supérieur, marneux, blanc, complète la série nummulitique. La limite N du Djebel Alaouite peut être tracée le long du cours inférieur du Nahr el Abiad, où le Nummulitique s'enfonce sous le Miocène.

L'angle NW du Djebel Alaouite approche, près de Bdama, jusqu'à 2 km des roches vertes. Les calcaires cénomaniens-turoniens plongent là tranquillement vers les roches vertes, recouverts par des marnes crétacées supérieures et des calcaires et marnes éocènes moyens et supérieurs. En face, contre le front des roches vertes, ne sont plus visibles que la marne crétacée supérieure et le calcaire lutétien. Les calcaires crétacés moyens donnent l'impression de s'être enfoncés tranquillement sous les roches vertes et de se raccorder au delà, à une quinzaine de km, avec les calcaires du Djebel Akra (fig. 6, p. 17).

Le couloir du Nahr el Kébir et le Kosseir.

Entre les roches vertes du Baer, du Bassit et du Sahel de Lattaquié d'une part et le Djebel Alaouite de l'autre, a existé, au Néogène, un sillon qui a été rempli par des dépôts marno- et argilo-sableux. Ceux-ci s'appuient en discordance sur leur substratum ; ils sont légèrement plissés en forme de synclinal. Le *Nahr el Kébir* et ses affluents se sont encaissés dans ce Néogène et suivent à peu près le fond synclinal pour se diriger vers la mer.

Tout le long du couloir néogène du Nahr el Kébir, la limite des roches vertes est cachée, il est impossible d'y observer les rapports des roches vertes avec leur substratum présumé.

Le pays compris entre la pointe N du Djebel Alaouite et le coude de l'Oronte sur le bord de l'Amouk ou bien entre les roches vertes et l'Oronte moyen (à l'amont de l'Amouk) s'appelle le *Kosseir.* Il se divise en un *haut-Kosseir,* calcaire, longeant les roches vertes, et un *bas-Kosseir,* marneux, compris entre le haut-Kosseir et l'Oronte.

Le haut-Kosseir est constitué de calcaires crétacés supérieurs, de calcaires et marno-calcaires nummulitiques, de poudingues et calcaires vindoboniens inférieurs. Il est découpé par des failles capricieuses, se dirigeant d'Antioche vers le SSW, puis se divisant pour contourner le Dj. Akra de part et d'autre. Le bas-Kosseir est formé de marnes vindoboniennes supérieures et d'argiles et sables pliocènes inférieurs. Il se prolonge au delà de l'Oronte, dans le pays pliocène inférieur de *Salkine.*

Le Kosseir donne des vues précises sur l'évolution structurale pendant le Tertiaire. Du Plaisancien marin, soulevé jusqu'à 850 m, donne une mesure des déformations à la fin du Pliocène.

Le Kurd Dagh.

Les fossés de l'Oronte moyen et du Kara Sou ne forment pas que des dépressions dans le paysage ; ils constituent aussi une coupure géologique, le long de laquelle s'opposent des pays de styles dissemblables.

A l'W se dressent les grands horsts : Giaour Dagh, Kizil Dagh et Djebel Alaouite. A l'E, le bord du plateau syrien est peu déformé ; ses reliefs sont atténués, ils s'estompent vers le désert.

Au horst paléozoïque N-S du Giaour Dagh fait face, dans le *Kurd Dagh,* un pays aux fins plis SW-NE, crétacé et tertiaire.

Assez nettement se différencient un Kurd Dagh septentrional, crétacé, et un Kurd Dagh méridional, tertiaire. Dans le premier, les noyaux des plis sont calcaires, cénomaniens-turoniens, les synclinaux sont tapissés par la marne crétacée supérieure. Mais les anticlinaux s'ennoient vers le NE et la marne finit par gagner, dans cette direction, tout le paysage.

Dans le Kurd Dagh septentrional, le bord des roches vertes est à nu. A l'W, le long du Kara Sou, on voit les péridotites reposer sur des couches maëstrichtiennes à *Orbitella media*. Au N, à Bulbul, ce sont les pillow-lavas qui se posent sur la marne crétacée supérieure et les radiolarites associées y débordent bien au delà de la limite de l'éruptif, sur cette marne crétacée supérieure ; le fait est essentiel, car il permet de préciser que les radiolarites sont autochtones et maëstrichtiennes.

Le Kurd Dagh septentrional présente une ligne de failles, le long de laquelle le Crétacé moyen tend à chevaucher sur lui-même, en une suite d'écailles imbriquées latéralement.

Le Kurd Dagh méridional a son originalité dans sa sédimentation continue, ou presque continue, depuis le Crétace supérieur jusqu'au Vindobonien. Le Burdigalien, auquel correspond habituellement, en Syrie, une lacune, y est représenté par des marno-calcaires et calcaires à Lépidocyclines et Miogypsines.

Les plateaux calcaires miocènes.

Au couloir de l'Oronte inférieur et au Kosseir fait face un pays de plateaux vindoboniens, découpé par un faisceau de failles prolongeant celles qui encadrent le Gharb, ainsi que par des failles transversales. Le Vindobonien est calcaire et récifal à sa base, il devient marneux dans le haut. Les plus saillants des blocs découpés par les failles ont été décapés jusqu'au niveau des calcaires ; les blocs moins saillants conservent quelques résidus des marnes sus-jacentes; celles-ci s'étendent dans les fossés et les plaines.

La principale faille du faisceau N-S est celle qui prolonge la faille de Massiaf et passe par Salkine. Dans son voisinage, l'exhaussement des blocs a été maximum et le Nummulitique pointe sous le Miocène. Progressivement vers l'E, les failles s'espacent, les blocs s'élargissent et s'abaissent. Ainsi se succèdent de l'Oronte vers l'E, les *Djebel Douélé, Ala, Boricha, Sermada*, le *plateau de Saint-Siméon*, et le *plateau d'Alep*, tous calcaires, karstiques et nus. Le plateau calcaire d'Alep plonge doucement, vers le S, sous la marne et sous des terres à blé, qui s'étendent à perte de vue.

Le Djebel Zawiyé.

Le Djebel Zawiyé peut être défini comme la réplique de la partie crétacée du horst alaouite, au delà du fossé du Gharb. C'est un bombement calcaire doux, culminant le long de la faille qui le sépare du Gharb, compliqué dans son voisinage par quelques failles secondaires capricieuses. Ses parties centrale et méridionale sont cénomaniennes-turoniennes ; son flanc septentrional, lutétien, plonge doucement vers le plateau miocène d'*Idlib*.

Cet aperçu montre la répartition des données concernant le problème des roches vertes. Dans la chaîne de l'Amanus peuvent être définies la structure du corps des roches vertes et leur position stratigraphique. Le Kurd Dagh éclaire sur la genèse des radiolarites et confirme les rapports observés dans l'Amanus entre les roches vertes et leur substratum. L'étude du Baer et du Bassit peut être abordée avec fruit en utilisant les données acquises dans l'Amanus et le Kurd Dagh. Dans ces districts apparaît un substratum non seulement sous la marge des roches vertes, mais également sous la partie centrale, fait important pour l'interprétation de ces roches vertes. Le Baer et le Bassit nous montrent en abondance, les matériaux arrachés au substratum et entraînés par le magma, et dont certains, comme les paquets triasiques, sont inconnus en affleurement.

Du point de vue de la position structurale des roches vertes, le tableau ci-dessus laisse entrevoir une intrication de caractères banaux, proprement syriens et de caractères nouveaux, inattendus, qui, en partie, rappelent le Taurus voisin.

DEUXIÈME PARTIE

APERÇU DE GÉOLOGIE RÉGIONALE

CHAPITRE PREMIER

TABLEAU STRATIGRAPHIQUE

La stratigraphie de notre région s'appuie sur d'abondantes faunes fossiles, fournies surtout par les terrains maestrichtiens et tertiaires. Elles ont été en grande partie décrites ou énumérées dans nos *Notes et Mémoires*, t. I-III (1933, 1937, 1940), ainsi que dans le *Mémoire* 40 *de la Société Géologique de France* (Roger, 1939). Les microfaunes du Nummulitique attendent une description plus complète, mais les déterminations faites, soit par les paléontologistes qui ont collaboré avec nous, soit par la Section géologique de l'Iraq Petroleum Co. Ltd, permettent d'étayer une stratigraphie sûre.

Pour établir notre tableau stratigraphique, nous utiliserons les données apportées par les lambeaux sédimentaires disséminés à la surface des roches vertes, en association avec les radiolarites. Nous admettrons, et nous justifierons ce point de vue, que ces sédiments ne constituent pas une brèche tectonique d'origine lointaine et indéterminée, mais que leur gisement originel se situe dans le voisinage immédiat [1] ; ces sédiments sont donc susceptibles de nous éclairer sur la stratigraphie locale.

A) *LE PALÉOZOIQUE*

Les pointements de terrains paléozoïques sont extrêmement rares en Syrie. Nous connaissions, depuis 1931, quelques lambeaux de Tournaisien, apparaissant, dans un désordre total, au cœur d'un anticlinal de la Haute-Djézireh (au delà de l'Euphrate) : le Djebel Abd el Aziz (Dubertret, Keller, Vautrin, 1932). Nous avons découvert, depuis la guerre, des pointements de terrains anciens au cœur du Bassit et du Baer : aplites, amphibolites, schistes séricitenx probablement dévoniens, mais il était impossible de les placer dans un ordre de succession et nous n'y avons pas trouvé de fossiles.

1. Nous montrerons qu'ils ont été déplacés par le magma lors de la mise en place des roches vertes (p. 173).

Le Paléozoïque se dégage vers le N, en Turquie : il constitue le noyau du Giaour Dagh. Depuis Kirikhan, il s'élève doucement vers le N, jusqu'au Migher Tépé, à la limite du domaine de nos recherches. Depuis le sommet du Migher Tépé, 2.224 m, jusqu'à Hacilar, sur le bord de la plaine de Kara Sou, 100 m, nous avons observé une belle coupe de Paléozoïque, l'unique que nous connaissions.

Morphologiquement et stratigraphiquement elle se divise en deux : au-dessus de longues arêtes basses, s'avançant de 2-3 km vers le fossé du Kara Sou, s'élève un abrupt qui monte jusqu'aux crêtes ; les arêtes basses sont constituées par un Paléozoïque ancien, plissé, coupé par une pénéplaine subhorizontale aux environs de la cote 1.250 m, l'abrupt par un Paléozoïque tranquille, subhorizontal. Nous attribuons les deux complexes respectivement à l'Ordovicien et au Dévonien [1].

Ordovocien

Il est constitué de schistes gréseux brun-gris, monotones, épais de milliers de mètres. Dans ces schistes, des grains de quartz, gros et fins, anguleux, des débris de feldspath et de mica sont noyés dans un fond d'argile fine, qui a été peu comprimée.

Les couches sont subverticales, de direction WSW-ENE. Nous n'y avons pas trouvé de fossiles (Dubertret, 1936).

Mais F. Frech (1916, p. 207, pl. XI, fig. 5) cite, du N du Giaour Dagh, un Trilobite trouvé dans des schistes argileux, micacés, bruns, lors de la construction de la voie ferrée. Il le décrit comme un *Acaste* sp. et l'attribue à l'Ordovicien en raison de son association à des Bilobites. La détermination a été reprise, à notre demande, en 1936, par R. et E. Richter, de Francfort. Ils ont reconnu un *Dalmanitina* sp., apparenté à *D. solitaria* Barrande, *D. incerta* Deslongchamps, et *D. Kegeli* R. et H. Richter. Toutes ces espèces sont ordoviciennes (lettre, 1936).

Nous n'hésitons pas à rapporter ce Trilobite à notre Paléozoïque ancien plissé. Il a été trouvé dans un schiste semblable. D'autre part, la discordance du Dévonien sur d'anciens plissements SW-NE, calédoniens, est un fait bien connu dans les régions voisines du Taurus (Oswald, 1912, p. 22).

Remarquons de suite que la direction WSW-ENE de l'Ordovicien du Giaour Dagh est celle de l'allongement du Kizil Dagh : il est fort possible que l'orientation aberrante de ce massif reflète une structure fort ancienne.

Dévonien.

De bas en haut se succèdent :

a) Grès quartziteux rose : environ 500 m. Au quartz de granite, à extinction roulante, et au zircon sont associés du feldspath acide, du mica blanc et de la tourmaline.

1. F. Frech (1916) signale l'un et l'autre système, mais ne semble pas avoir remarqué la discordance qui les sépare.

b) Calcaire dolomitique gris, concordant : environ 200 m. Détail (de bas en haut) :

Brèche de base, à galets de calcaire clair et schiste violacé, enveloppés dans du calcaire et du grès jaune : 1-2 m.

Calcaire gréseux dolomitisé, à mica clastique et rognons de silex ; grès sombre et ocre. Dolomie gris clair.

Calcaire rose à fragments de Crinoïdes : 15 m.

c) Alternances de fins lits de calcaire clair et de schiste séricileux verdâtre, puis alternances de schistes à séricite et de grès psammitiques : environ 200 m. Le grès se compose de grains de quartz anguleux, à zircon, de feldspath, mica blanc, sphène, tourmaline, rutile et d'un ciment d'hématite rouge et de séricite.

Cette série est incomplète, car les calcaires mésozoïques s'appuient sur ce Paléozoïque non plissé en discordance légère, avec poudingues à la base : il y a donc eu érosion préalable (Dubertret, 1936).

Mais M. BLANKENHORN (1891, p. 11) cite, dans le Giaour Dagh septentrional, aux environs du village de Hassanbeili (près de Bagtché, à proximité de la voie ferrée), un calcaire à Crinoïdes et *Spirifer Verneuilli*, dévonien supérieur. D'autre part, les assises supérieures de la série ressemblent beaucoup au Tournaisien bien daté du Djebel Abd el Aziz, en Haute-Djezireh syrienne (Dubertret, 1936). L'attribution de la série au Dévonien paraît justifiée et n'a soulevé jusqu'ici aucune discussion.

Carbonifère-Permien.

La feuille de Malatya de la Carte géologique de la Turquie au 800.000e (1941) figure une bande de calcaires permo-carbonifères sur le flanc oriental du Giaour Dagh, entre Hassa et Islahiyé, puis un important massif des mêmes calcaires se posant apparemment sur un Paléozoïque non daté, au N de Baghtché. Cette indication nous étonne : ni M. BLANCKENHORN, ni FRECH n'ont cité de Permo-Carbonifère dans la région ; et la bande calcaire allant de Hassa à Islahiyé se situe dans le prolongement exact de calcaires que nous connaissons comme crétacés. Nous croyons que dans les deux cas il pourrait s'agir de calcaires crétacés ou en tout cas mésozoïques.

La comparaison du Paléozoïque du Giaour Dagh avec les affleurements du substratum ancien du Bassit et du Baer ne nous a conduits à aucun résultat stratigraphique précis.

B) *LE MÉSOZOÏQUE*

Nous ne connaissons le Mésozoïque en place et à l'affleurement qu'à partir du Jurassique moyen. Le Trias n'a été identifié que parmi les blocs épars à la surface des roches vertes ; le Lias est inconnu.

Le Mésozoïque de notre région est essentiellement calcaire. La monotonie de sa

succession est à peine rompue par la présence de quelques niveaux gréseux et argileux à la base du Crétacé. Son sommet sénonien est marneux.

Le Mésozoïque du Giaour Dagh s'appuie sur le Paléozoïque en légère discordance.

Trias.

Le Trias est peut-être représenté à la base des calcaires du Giaour Dagh ; nous n'avons pas eu la possibilité de l'y chercher longuement. Mais nous l'avons trouvé à maintes reprises à l'état de blocs ou de plaquettes isolés, à la surface des roches vertes, dans le Bassit et le Baer.

Le plus curieux paquet de Trias est celui de Kanndil Jouk, d'une part à 700 m au N du pont de la route Lattaquié-Antioche sur le Nahr Kanndil, dans le talus de la route, d'autre part à 1.500 m au N du pont et 500 m à l'W de la route, dans la butte portant la cote 51 m : conique, longue de 200 m à la base, haut d'une vingtaine de mètres, celle-ci est jonchée de plaquettes de calcaire gris clair et de calcaire gréseux légèrement plus foncé, ne laissant voir aucune stratification. Certaines plaquettes calcaires claires sont couvertes de *Halobia* et *Daonella*, que nous avons identifiées comme *H. paracellica* Kittl., *H. norica* Mojs. ou *H. plicosa* Mojs., *D. imperialis* Kittl. (Voir Kittl, 1912). Ces plaquettes sont identiques, par leur faciès et leur faune, au calcaire norien du Siriuskogl, près d'Ischl, Salzkammergut (Autriche) [1]. Il s'agit d'un faciès profond (Dubertret, 1937 a).

Les mêmes calcaires ont été trouvés en lambeaux isolés, au pied du Djebel Akra, le long de la piste montant de Faki Hassan a Barhtché Ghaz [2].

Jurassique.

Du Jurassique, nous ne connaissons ni les rapports avec le Trias, ni les étages inférieurs.

Pendant longtemps les calcaires jurassiques du Liban et des Alaouites ont été considérés comme exclusivement jurassiques supérieurs. Mais récemment, la série com-

1. La similitude du Trias du Bassit avec celui du Salzkammergut nous fait penser que peut-être nous n'avons pas fait erreur lorsqu'en parcourant les crêtes du Giaour Dagh, en 1934, nous avons cru reconnaître, à Igdiș (parallèle de 36°43'), dans 10 m de schiste violacé, gréseux, interposé entre les grès quartziteux paléozoïques et les calcaires mésozoïques, l'équivalent du Werfénien du Salzkammergut.

2. Notons, vu la rareté des gisements de Trias dans nos régions, qu'il en a été signalé d'identiques dans la même disposition par paquets incohérents, dans le SW de l'île de Chypre (Henson, Browne et Mc Ginty, 1949, p. 6-10).

Dans le domaine de la plate-forme arabique, il faut aller jusqu'à l'Ouadi Zerka Main, en Jordanie (à 380 km au S de Lattaquié) pour retrouver du Trias (Dubertret, 1942, Carte géologique du Moyen-Orient au 2 millionième).

plète des étages du Jurassique moyen et supérieur a été identifiée au Liban (Renouard, 1951), avec un développement qui se rapproche de celui de l'Anti-Liban. Il est possible que les mêmes étages soient entamés par les plus profondes vallées alaouites. Par contre, au Djebel Akra, où n'existe aucune entaille marquée, seul le Jurassique supérieur doit affleurer.

Nous n'avons aucune donnée précise sur le Jurassique du Giaour Dagh.

A une date récente (Dubertret, 1951) nous avons découvert des calcaires jurassiques dans le Kurd Dagh, à l'W et au SW de Radjou. Ils se prolongent au delà de la faille bordière du Kara Sou, dans le fossé même, mais nous n'avons pas pu les y délimiter exactement : la carte géologique est, sur ce point, imprécise.

Une discontinuité stratigraphique, marquée par des horizons gréseux, sépare habituellement les calcaires du Jurassique de ceux du Crétacé. Elle est marquée au Liban et dans l'Anti-Liban par une émersion partielle et par une érosion discrète. Aussi le Jurassique s'y termine-t-il par des calcaires néritiques, récifaux ou oolithiques, très fossilifères : certains bancs sont pétris en particulier de Stromatopores du genre *Loocenipora* et de Polypiers.

Cette discontinuité se retrouve aux Alaouites, au Djebel Akra et au Kurd Dagh, mais les assises terminales du Jurassique y sont beaucoup moins fossilifères.

A Mechta-Helou, dans le S des Alaouites, le Jurassique se termine par la succession suivante (de bas en haut) :

a) Couronnement des calcaires massifs karstiques : calcaire gris clair à *Loocenipora*, Coralliaires.

Hemicidaris sp.
Rhynchonella Azaisi Cottreau
Mytilus imbricatus Sow.
Pholadomya cardissoides Ag.

b) Calcaires finement lités, gris-bleu, à *Loocenipora* : 12 m.
c) Calcaire saccharoïde, jonché de rognons de limonite : 5 m.
d) Calcaire gréseux, dur, brun-noir : 1 m.
e) Bans de calcaire blanc, pétri de *Loocenipora*, en légère discordance sur le substratum.

Dessus vient immédiatement l'Aptien (Dubertret, 1937 e, p. 31-32).

Au Djebel Akra se retrouve une suite presque identique :

a) Couronnement des calcaires massifs karstiques : calcaire gris concrétionné.
b) Lumachelle ferrugineuse, puis calcaire détritique ferrugineux.
c) Calcaire noduleux à :

Mytilus (*Pachymytilus*) *crassissimus* Boehm (forme du Portlandien de Kelheim en Bavière).
Nerinea Dubertreti Delpey (n. sp.)
Ampullina Dido Krumbeck (semblables à *A. athleta* d'Orb.)

d) Calcaire récifal à *Lovcenipora*

Burgundia ramosa PFENDER (n. sp.)
Monotripetta sp.

Puis vient le calcaire aptien (Dubertret, 1936, 1937 c, p. 40).

Nous n'avons pas trouvé de fossiles dans le Jurassique du Kurd Dagh, mais nous pouvons l'identifier sûrement par sa position sous des grès aptiens (Dubertret, 1951).

Les lambeaux de surface des roches vertes comportent certainement de nombreux blocs calcaires jurassiques, mais ils ne sont en général pas identifiables, puisqu'ils ne sont pas fossilifères : seuls les blocs provenant des assises terminales du Jurassique peuvent être reconnus à leur faune récifale. Nous avons trouvé, à Beit Baldeur, dans le Baer, un bloc calcaire fin, blanc et rose, à rognons de silex, contenant des Stromatopores et Polypiers, en partie recristallisés. Ces derniers se rapprocheraient, d'après J. ALLOITEAU de *Cladophyllia articulata* M. EDW. et HAIME de l'Oolithique moyen de l'E de la France ; la détermination spécifique est toutefois impossible (Dubertret, 1937 a).

A proximité immédiate de ce bloc attribué au Jurassique, se trouve un paquet aptien.

Crétacé inférieur (Grès et Aptien).

L'extrême base du Crétacé manque à la bordure orientale de la Méditerranée ; les plus anciens terrains datés sont barrémiens (?) ou aptiens.

Au Liban et dans l'Anti-Liban, la transgression crétacée s'annonce par une invasion de grès quartzique rouge. Puis suivent les terrains argilo-calcaires, franchement marins, très fossilifères de l'Aptien ; le grès rouge réapparaît temporairement à leur sommet.

Le grès rouge n'a atteint ni les Alaouites, ni le Djebel Akra.

A Mechta-Helou (S des Alaouites), le dernier banc jurassique, à *Lovcenipora*, est surmonté par les assises suivantes (de bas en haut) :

a) Marne argileuse avec bancs calcaires marneux : 8 m. Faunule abondante, parmi laquelle :

Heteraster oblongus BRONGNIART race *syriaca* VAUTRIN-KELLER
Exogyra Boussingaulti D'ORB.
— *Minos* COQ.
Trigonia Lewisi BL., etc.
Semisolarium Dubertreti DELPEY (n. sp.)

Turritella-Glauconia Damesi Bl.
Glauconia strombiformis Schloth.
Tylostoma abeihensis Hamlin
Cerithiella bilineata Conrad

b) Calcaire détritique, glauconieux, ocre foncé, en fins bancs, riche en *E. Boussingaulti*, *E. Minos*, *Cytherea libanotica* Fraas.
c) Banc de calcaire blanc, à structure bréchique, pétri d'Orbitolines : 12 m ; c'est l'équivalent de la grande falaise aptienne du Liban et de l'Anti-Liban.

Orbitolina lenticularis Blum.
Choffatella decipiens Schlum., Milioles
Heteraster oblongus Brongn. race *syriaca* Vautrin-Keller
Microschiza ornata Fraas etc...

d) Argile verte, peut-être déjà albienne : 10 m.

Les assises sus-jacentes sont attribuées à l'Albien (Dubertret, 1937 e, p. 31).

L'Aptien se pose en auréole autour du cône jurassique du Djebel Akra ; nous l'avons trouvé aussi dans l'arc calcaire du Seldirène, au S du ravin de Kara Dourane, pincé dans le col séparant le sommet cénomanien du Seldirène, 1.128 m, du sommet jurassique de Kartal Tépé, 1.039 m.

Sur le flanc S du Djebel Akra, nous avons observé, au-dessus du calcaire jurassique à *Lovcenipora*, la coupe suivante (de bas en haut) :

a) Marne argileuse verdâtre avec bancs calcaires marneux, à rares Orbitolines et Milioles.
b) Calcaire oolithique ocre, pétri d'*Orbitolina conoidea-discoidea* Gras ; quelques *Nerinea* (*Phaneroptyxis*) *Arnaudi* Matheron (pl. XIX, fig. 1).

La puissance de l'Aptien est de l'ordre de 30 m (Dubertret, 1937 e, p. 40).

Sur le versant marin, tellement abrupt et sauvage qu'il n'est en partie accessible que par mer, des dalles de calcaires aptiens à Orbitolines et à *Choffatella decipiens* Schlumb. sont plaquées contre les calcaires jurassiques.

Dans le Kurd Dagh, le Crétacé inférieur est représenté à la fois par le grès de base avec concentrations limoniteuses, et par des calcaires spathiques ocres ou des calcaires gris à Orbitolines.

Il apparaît à la base de petites écailles dans les environs de Berbannd, en particulier le long de la route d'Aafrine à Radjou.

Le grès rouge incruste la surface des massifs jurassiques à l'W de Radjou. Une mauvaise piste, menant de Radjou à Kümit (Turquie), traverse ceux-ci au fond d'un ravin, puis débouche sur une large aire, dominée au S par le hameau de Kerri. Le sol est gréseux. Une butte calcaire cénomanienne ferme l'aire à l'W et la sépare du

fossé du Kara Sou. Une petite coupe est visible depuis le fond du ravin passant au S de la butte, jusqu'au sommet de celle-ci (de bas en haut) :

Sommet des calcaires karstiques jurassiques : calcaire sublithographique, d'un blanc laiteux.
Grès quartzique rouge : 10-15 m.
Grès à oolithes de limonite et limonite compacte : 5-8 m.
Calcaire gris à Orbitolines, en fins bancs ; calcaire spathique ocre : 10-15 m.

Dessus suit un calcaire dolomitique crétacé moyen.

Le Crétacé inférieur de Kerri se retrouve dans le fossé du Kara Sou, à 2 km au N et à 1,5 km au SE de Kûmit, sur le toit des calcaires jurassiques. Il doit se continuer vers le SW jusqu'aux abords de la grand'route de Yéni Chéhir à Kirikhan, mais nous n'avons pas pu l'y suivre.

Nous avons trouvé des calcaires à Orbitolines à l'état de blocs isolés et de provenance inconnue, le long de la grand'route, entre Kara Baba et Meïdan Ekhès.

L'Aptien se manifeste fréquemment parmi les lambeaux de surface des roches vertes du Bassit et du Baer. Le long de la piste de Képir à Karakilissé, nous avons trouvé des blocs de calcaire blanc aptien à Orbitolines. Dans Képir, le long de la piste, affleure un poudingue à galets calcaires aptiens à Orbitolines. A Beit Baldeur, sur la piste de Séraya à Guébelli, ainsi qu'à 2 km au NNE de Guébelli, des *Orbitolina conoidea-discoidea* Gras à test arénacé, incluant des fragments anguleux de quartz (pl. XIX, fig. 2), se trouvent, à l'état remanié, dans un calcaire détritique et gréseux cénomanien-turonien.

Crétacé moyen (Albien-Turonien).

Au Liban, où le Crétacé est le mieux développé et le plus fossilifère de l'ensemble du domaine de la Méditerranée orientale, nous avons groupé sous le nom de Crétacé moyen les étages Albien à Turonien, parce qu'ils constituent une unité morphologique calcaire, contrastant d'une part avec les terrains argilo-gréseux du Crétacé inférieur, d'autre part avec les marnes blanches à Globigérines du Sénonien.

En montagne, l'Albien, constitué d'alternances de bancs calcaires et de marnes vertes, très fossilifères, caractérisées essentiellement par des *Heteraster Delgadoi* de Loriol et des *Knemiceras* et *Engonoceras* div. sp., se distingue nettement des calcaires francs, finement lités, de tonalité ocre, du Cénomanien. Mais vers la côte, les marnes passent à des calcaires et les deux étages se fondent en une seule suite calcaire, dans laquelle une subdivision devient impraticable. La puissance de l'Albien est de l'ordre de 150 m.

Le Cénomanien est caractérisé par ses Ostréidés, Radiolitidés, dont *Eoradiolites lyratus* Conrad, par ses Nérinées et ses *Acanthoceras*. Il a 600 m de puissance.

Le Turonien, fort semblable, lithologiquement, au Cénomanien, et difficile à en

séparer, se compose de marno-calcaires à *Thomasites Rollandi* THOMAS et PÉRON, *Leoniceras* sp., *Acanthoceras* sp. et de calcaires récifaux à Hippurites : *H. (Hippuritella) resectus* DEFRANCE, *H. (Hippuritella) libanus* DOUV., *H. (Hippuritella) Grossouvrei* DOUV. L'absence du Turonien sur les hauts-plateaux du Liban, alors que sur les flancs il atteint 300 m de puissance, d'une part, l'apparition de calcaires récifaux, entrecoupés de lits de silex et disposés en auréole tout autour du massif, d'autre part, conduisent à penser qu'au Turonien les mouvements précurseurs de la genèse des reliefs actuels étaient amorcés.

Ces premiers mouvements sont sensibles surtout en Syrie intérieure. Ainsi, en Haute-Djézireh, au Djebel Abd el Aziz, le Cénomanien calcaire est couronné par du Turonien gréseux à faune du Turonien d'Uchaux.

Il est donc toujours intéressant d'identifier la présence du Turonien dans une région nouvelle.

Le Crétacé moyen du NW de la Syrie est semblable à celui de la côte libanaise ; il est représenté par une suite de calcaires difficiles à subdiviser. Une coupe en a été établie dans le N des Alaouites, le long de la grande vallée qui descend du centre d'estivage de Slennfée vers le Nahr el Kich (de bas en haut) :

Sommet des calcaires jurassiques à *Lovcenipora*.
Aptien : calcaires bréchiques et argiles vertes : 36 m.

Trigonia undulo-costata BL.
Nerinea coquandiana D'ORB.
— *forojuliensis* PIRONA

Albien : marne dolomitique verdâtre, puis alternances de bancs calcaires en partie bréchiques et de minces lits de marne verte : 75 m.

Knemiceras sp. (1 unique exemplaire).
Trigonia ethra COQUAND
Nerinea cretacea CONRAD
Turbo Moretti FRAAS

Cénomanien : alternances de bancs calcaires francs et de marno-calcaires, par bandes de 20 à 50 m d'épaisseur : 300 m. Faune abondante :

Hemiaster spp., *Heteraster Delgadoi* DE LORIOL
Exogyra columba LMK, *E. conica* SOW.
E. flabellata GOLDF.
Alectryonia carinata LMK
Pecten (Vola) Dutrugei COQ., *P. (Vola) Shawi* PERV.
Eoradiolites lyratus CONRAD
Nerinea schiosensis PIRONA, *N. cedrorum* BL.
Acanthoceras Newboldi KOSSMAT, etc.

Turonien :

Calcaire compact à Stromatopores : 44 m.
Actinostromaria Ceciliae PFENDER (n. sp.).

Calcaire crayeux à Ammonites : 3 m.

Thomasites Rollandi THOMAS et PERON
Pseudotissolia (Leoniceras) alaouitensis BASSE (n. sp.)
Prionotropis Douvillei PERV.
Mammites spp., *Nautilus* cf. *Fleuriausianus* D'ORB.

Dessus suit un calcaire glauconieux sénonien (Dubertret, 1937 e, p. 12-30).

La puissance totale du Crétacé moyen est ainsi de 420 m dans le N des Alaouites, contre environ 1.000 m au Liban.

Les versants tourmentés du Djebel Akra ne se prêtent pas, comme les grandes vallées alaouites, à l'établissement de coupes continues du Crétacé. Nous n'y avons pas identifié l'Albien, mais nous avons reconnu le Turonien au pied du cône, le long du sentier menant de Kessab à Bachourte. Au-dessus des calcaires cénomaniens se trouve là un récif à *Eoradiolites lyratus* et *Nerinea schiosensis*, recouvert d'une argile de décalcification d'un ocre rouge intense. Après de patientes recherches, nous y avons trouvé deux Hippurites rappelant ceux du Turonien du Liban.

Dans le Kurd Dagh, le Crétacé moyen est visible depuis les grès de base jusqu'aux marnes sénoniennes, sur le tranchant des petites écailles des environs de Berbannd. Un banc calcaire dolomitique gris semble marquer le sommet du Cénomanien ; dessus suit une falaise d'une quinzaine de mètres de calcaire clair, gris bleu dans le paysage, à rares Hippurites turoniens. La puissance totale du Crétacé moyen n'y est plus que de 250 m. — Nous avons retrouvé les mêmes Hippurites à 2 km au S de Bek Obassi, au sommet du plissement calcaire qui passe sous les chapeaux basaltiques de Bek Obassi et de Bulbul.

Nous devons attribuer au Cénomanien-Turonien des calcaires en plaquettes à *Globotruncana* aff. *Lapparenti* BOLLI, *Globigerina lacera* EHR, et à Radiolaires, trouvés sous les péridotites pyroxéniques du Giaour Dagh, sur le sentier montant de la côte à Degirmendere [1].

Le Cenomanien-Turonien a été reconnu parmi les lambeaux de surface des roches vertes. A Giaour Qrane (Bassit), il s'agit de calcaires blancs à *Eoradiolites lyratus* (pl. II, fig. 2). A Beit Baldeur, sur les pistes de Séraya à Guebelli, une butte de 300 m de long est parsemée de blocs de grès quartzique gris et de calcaire détritique gris (pl. VIII, fig. 1). Le calcaire renferme des *Orbitolina conoidea* GRAS, aptiennes ou

1. Nous avions d'abord attribué ces calcaires au Sénonien (Dubertret, 1936). J. CUVILLIER a rectifié notre erreur.

albiennes, à test arénacé, et en outre une microfaune cénomanienne-turonienne[1], enfin du quartz en fragments anguleux. La roche est donc cénomanienne-turonienne, les Orbitolines s'y trouvent à l'état remanié. Ce faciès détritique, à quartz anguleux, d'un sédiment cénomanien-turonien est un fait exceptionnel, dont nous trouverons ultérieurement l'explication.

Crétacé supérieur.

Pendant tout le Crétacé moyen, la sédimentation est restée essentiellement calcaire. La régularité de développement du Cénomanien évoque une mer à fond uniforme sur de grandes étendues. Les variations de faciès du Turonien indiquent déjà des fonds moins profonds et plus mouvementés ; mais la mer devait rester largement ouverte.

La complexité de développement du Sénonien (Dubertret, 1940 a) indique une paléogéographie plus tourmentée et en voie d'évolution. Le fond de la mer paraît onduleux, divisé en bassins. A côté de marnes à Globigérines se déposent des marno-calcaires microdétritiques ; des sédiments franchement détritiques font leur apparition.

Une image aussi claire que possible de la paléogéographie du Sénonien étant à la clef de l'explication de la mise en place des roches vertes, nous regrouperons ci-après quelques données essentielles sur le développement de l'étage en Syrie.

En bordure de la Méditerranée, où les sédiments sont toujours, dans l'ensemble, d'un faciès plus profond qu'à l'intérieur, il y a eu continuité de dépôt du Turonien au Sénonien : les premières assises sénoniennes sont généralement plus compactes que les marnes blanches qui les recouvrent.

Ainsi aux Alaouites, sur le versant S de la vallée de Slennfée, à Aïn Tineh, le calcaire tendre à Ammonites turoniennes est surmonté par le Sénonien suivant (de bas en haut) :

a) Calcaire glauconieux à lits de gravillons phosphatés et dents de Squales, *Ostrea vesicularis* Lmk : 20 m.

b) Marne blanche à Globigérines, sans macrofossiles : 112 m.

Dessus suit du calcaire lutétien discordant (Dubertret, 1937 e, p. 15).

Dans le désert syrien, à Soukhné, à 290 km à l'ESE de Lattaquié ou 60 km à l'ENE de Palmyre, les couches inférieures du Sénonien témoignent au contraire de la proximité immédiate du rivage, tandis que les couches supérieures sont plus profondes.

1. Nous croyions ce calcaire détritique aptien et l'avons décrit comme tel (Dubertret, 1937 a). C'est J. Cuvillier qui nous a signalé la présence de la microfaune cénomanienne-turonienne.

H. Vautrin a relevé, au-dessus des calcaires turoniens, la succession suivante (de bas en haut) :

Coniacien-Santonien (?) :

Bancs de silex massif, épais de plusieurs mètres, séparés par des niveaux marneux pétris de restes de Poissons ou par des bancs calcaires phosphatés, durs : 15 m.

Campanien :

Calcaires dolomitiques durs : 20 m. Huîtres au sommet.

Détail :

Gros bancs de calcaire dolomitique brun ; rognons de calcédoine dans le haut : 8 m.

Grès grossier : 2 m.

Calcaire dolomitique chamois, à rognons de silex : 4 m.

Calcaire phosphaté, calcédoine bleutée, 1 m.

Calcaire saccharoïde : 5 m. *Ostrea Nicaisei* Coquand.

Marnes calcaires bleutées avec intercalations de bancs de dolomie ou de calcaire phosphaté : calcédoine : 30 m.

Alectryonia Aucapitanei Coquand

Ostrea Villei Coquand

Calcaires crayeux et phosphates tendres : 4 m. Restes de Poissons.

Marnes gypseuses, avec niveaux gréseux à la base et au sommet : 45 m.

Maestrichtien (?) :

Marne crayeuse blanche : environ 100 m.

(Dubertret, 1933 g, p. 78).

L'existence de bassins dans la mer sénonienne est illustrée par une belle étude stratigraphique de détail de la Palmyrène, par C. Chenevart (1950). Elle nous montre le passage, du NW au SE, d'Esriyé vers Soukhné, sur une distance de 172 km, d'une zone pélagique à une zone littorale, avec variations sensibles de l'épaisseur des sédiments. Une carte à isopaques montre une diminution des puissances tout autour d'une aire centrale ; diminution marquée surtout en direction de la zone littorale, mais se produisant aussi en direction de la zone pélagique.

En Haute Djézireh, au-dessus du noyau anticlinal du Djebel Abd el Aziz, la succession est fort différente. Au couronnement du grès turonien à faune d'Uchaux fut trouvé un *Vaccinites* aff. *inaequicostatus* Munster, forme soit turonienne supérieure, soit sénonienne inférieure (Vautrin, 1933 a). Le Maëstrichtien repose dessus en discordance; dans sa base sont emballés des paquets et fragments de Tournaisien, comme s'il avait existé là un pointement de Paléozoïque; les couches plus élevées restent de faciès néritique, finement détritique (de bas en haut) :

Brèche à Rudistes et éclats de Paléozoïque, discordante sur le grès à Vaccinites et (?) sur le Paléozoïque.

Vautrinia (Milovanovic) *syriaca* Vautrin (n. g.).

Marne crayeuse blanche avec intercalations calcaires et gréseuses : 200 m.

Vautrinia syriaca Vautrin

Orbitella media d'Arch., *O. apiculata* Lmk
Riche faune de Microforaminifères.
(Dubertret, 1933 e, p. 25).

Dans le NW de la Syrie et le Hatay, la mise en place des roches vertes, qui eut lieu pendant le Maëstrichtien, s'est profondément répercutée sur le développement stratigraphique. Aux conséquences des mouvements propres du fond de la mer se sont ajoutées celles de l'arrivée, sur ce substratum, d'une épaisseur de 1.000 à 3.000 m de roche verte : des faciès néritiques, détritiques ou récifaux, voire littoraux et continentaux sont apparus. La distribution de ceux-ci présente un intérêt primordial, car elle renseigne sur la mise en place des roches vertes.

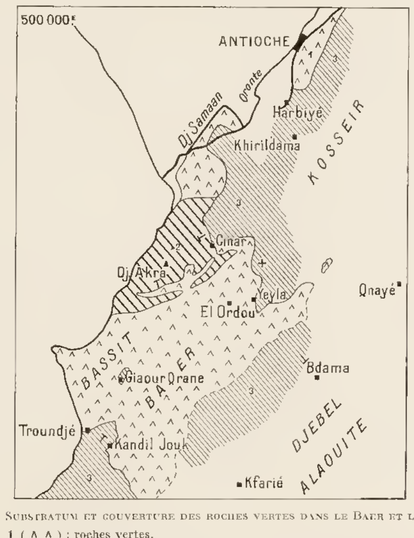


Fig. 6. — Substratum et couverture des roches vertes dans le Baer et le Bassit.
1 (ʌ ʌ) : roches vertes,
2 *hachures fortes* : le Djebel Akra, pointement du soubassement,
3 *hachures fines* : le Maëstrichtien transgressif sur les roches vertes.

Le Sénonien est conservé sous les roches vertes ou transgressif par-dessus.

Sur le flanc NW du Djebel Alaouite, à Bdama, on voit plonger tranquillement, vers les roches vertes, une série comprenant des calcaires turoniens, des marnes crayeuses blanches sénoniennes et du calcaire éocène moyen, discordant. Un couloir miocène, large de 2 km, cache le contact avec les roches vertes. Sur le front de celles-ci on voit, plaqués, des paquets de marne blanche identique à celle de Bdama, associés à du calcaire éocène moyen ; le calcaire turonien s'est enfoncé tranquillement sous les roches vertes, mais il est impossible de juger si une partie et quelle partie du Sénonien l'accompagne.

Au pied du Djebel Akra, à l'W de Kessab, le long de la piste qui mène au Kara Dourane, le calcaire turonien à Nérinées passe insensiblement à un calcaire marneux, puis à du calcaire légèrement gréseux, glauconieux, enfin à des marnes sableuses vertes à *Globotruncana Linnei* LMK. et à Radiolaires. Ces couches plongent sous la partie haute des roches vertes, constituée ici par des paquets de serpentine, de radiolarites, de calcaires marmoréens blancs et roses et de calcaires divers, épars dans un fond argileux ocre rouge. La pente étant forte, ce complexe glisse et coule le long de la limite des calcaires et marnes [1] et cache le contact sur de longs tronçons. Cependant, au-dessous des radiolarites et de la brèche volcanique qui affleurent le long de la piste, auprès de quelques tombes, à 600 m avant le premier village du Kara Dourane, le contact est à nu. Les marno-calcaires sénoniens sont couronnés par 1-2 m de brèche fine, calcaire, emballant des fragments de roche verte (pl. XVI, fig. 4). L'ensemble du Sénonien sous-jacent aux roches vertes le long du pied du Djebel Akra ne donne pas l'impression d'être d'un faciès profond.

Entre le Djebel Alaouite et le Djebel Akra, c'est-à-dire dans le Bassit et le Baer, le Sénonien n'est représenté que par le Maestrichtien transgressif sur les roches vertes.

Dans le S du Bassit, à Kaundil Jouk, les radiolarites sont surmontées par de la marne blanche à Globigérines.

De là à 4 km au NW, à Troundje, les lambeaux de surface des roches vertes sont surmontés par un calcaire détritique sableux, qui, vers le haut, passe à de la marne blanche à Globigérines. Le calcaire détritique ne contient pas les grands Foraminifères communs dans les faciès équivalents plus au N.

A Giaour Qrane, petit village situé sur la piste du Ras Bassit, à 3 km de la route Lattaquié-Antioche, les pillow-lavas sont recouvertes par la couche de radiolarites et de sédiments divers en lambeaux : le Maëstrichtien est transgressif sur celle-ci (pl. II, fig. 2). De bas en haut se succèdent :

a) Calcaire détritique gréseux : 6-8 m.

Orbitella media D'ARCH.
Omphalocyclus macropora LMK

1. Une coulée de boue a emporté, en 1940, une chapelle et une quarantaine de maisons du Kara Dourane et s'est propagée jusqu'à 1.200 m, en provoquant des tassements sur toute la largeur de la vallée.

Siderolites calcitrapoides Lmk
Fragments de gros Rudistes
Campanile breve Douv.

b) Poudingue à galets de roches vertes : 10-15 m.
c) Marne blanche à Globigérines.

Au NE du Djebel Akra, sur la périphérie E du cirque d'El Ordou, se retrouve, le long de la route, une coupe semblable, la plus complète du Maestrichtien transgressif : elle a été décrite sous le nom de *coupe de Yeyla* (Dubertret, 1933 e, p. 19).

a) Le premier terme qui repose sur la couche à radiolarites est un poudingue constitué de galets de roches vertes et de radiolarites, roulés et irrégulièrement bosselés, de sable et d'une pâte terreuse rouge. Les éléments calcaires font entièrement défaut, tant parmi les gros éléments que parmi les petits. La stratification est très irrégulière ou invisible. La formation donne l'impression d'être d'origine continentale.

Dans le début de nos recherches, nous avons vainement cherché, dans ce poudingue, des éléments remaniés de couches qui auraient pu servir de couvert aux roches vertes, lors de leur mise en place. En faisant l'inventaire des galets, nous avons trouvé, outre des galets de roche verte et de radiolarite très abondants, d'autres galets, beaucoup plus rares, de roches acides, granitiques, rappelant l'aplite du Sirtlan Dagh.

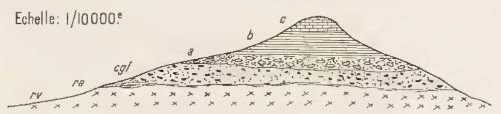


Fig. 7. — Coupe schématique de la colline de Yeyla (cirque d'El Ordou). Extr. de Dubertret, 1933 e, p. 20.

rv : sommet des roches vertes : dolérites, basaltes,
ra : radiolarites et lambeaux associés,
cgl : conglomérat à galets roulés de roches vertes et de radiolarites et pâte argilo-sableuse rouge,
a : brèche à gros Rudistes et calcaire détritique à *Orbitella media*, *Omphalocyclus macropora*, *Siderolites calcitrapoides* : Maestrichtien littoral,
b : marne grise à Globigérines : Maestrichtien,
c : calcaire éocène supérieur.

b) Sur le poudingue s'incruste capricieusement une brèche calcaire grossière : 20 m. — La roche verte n'est plus représentée que par de petits fragments anguleux et fort altérés. La brèche se compose surtout de blocs calcaires, parmi lesquels se trouvent de gros Rudistes, rarement entiers, le plus souvent brisés en fragments de toutes tailles. La pâte contient de grands Foraminifères. La faune est la suivante :

Vautrinia (Milovanovic) *syriaca* H. Vautrin
Hippurites (*Hippuritella* Douvillé) *syriaca* Vautrin
Vacciniles (*Pironaea* Meneghini) *syriaca* Vautrin
Siderolites calcitrapoides Lmk (rare).
Orbitoides antiochena E. David.

D'après H. Vautrin, *Vautrinia syriaca*, qu'il a décrit sous le nom de *Lapeirousia syriaca*, s'apparente à *L. Jouanneti* du Maëstrichtien de la Perse. L'*Hippuritella syriaca* dériverait d'*H. colliciatus* du Campanien supérieur de Hakim Khan (Turquie) et ne serait pas sans analogie avec *H. cornucopiae* du Maëstrichtien de Perse. Enfin *Pironaea syriaca* présenterait des rapports morphologiques avec *P. Loftusi* du même gisement de Hakim Khan. Mais les formes syriennes manifesteraient une évolution plus avancée que celles de Hakim Khan, se traduisant par du gigantisme et, comme conséquence, par des spécialisations du test (développement d'organismes de soutien).

Un petit cantonnier, qui nous regardait extraire péniblement un *Vacciniles* à la pioche, nous mena à un champ, caché dans le maquis, où le sol était jonché des plus beaux spécimens de *Vautrinia* et de quelques *Vacciniles*, tout dégagés et non roulés. Ces Rudistes devaient vivre non loin du rivage où ils se sont accumulés, dans une zone sublittorale n'excédant pas 20 m de profondeur.

c) La brèche est surmontée par un *calcaire détritique glauconieux*, pétri d'Orbitoïdes, mais ne contenant plus de Rudistes :

Siderolites calcitropoides Lmk (abondant).
Omphalocyclus macropora Lmk (de petite taille).
Orbitella media d'Arch.
Orbitella apiculata Schlumberger

Cette association est typiquement maëstrichtienne (voir pl. XX, fig. 2 et pl. XXI, fig. 1-2).

d) Le calcaire détritique passe vers le haut à une *marne grise* ne contenant plus que de petits Foraminifères, coiffée, en discordance, par un calcaire lutétien supérieur.

La succession de Yeyla témoigne de l'émersion d'une aire voisine de roches vertes immédiatement après la mise en place, puis d'une immersion à une certaine profondeur, avec retour à des dépôts vaseux fins semblables aux sédiments sénoniens classiques de Syrie.

La coupe est exceptionnelle. Le poudingue terrigène n'est guère visible ailleurs. Nous n'avons retrouvé trace de la brèche à gros Rudistes que vers le versant E de la colline de Yeyla. Les couches à Orbitoïdes seules sont communes.

Sur le pourtour N du cirque d'El Ordou, le long du sentier menant de Cinar vers l'embouchure de l'Oronte, apparaît, dans la coupe du Sénonien transgressif, un élément stratigraphique nouveau ; de bas en haut se succèdent :

a) Dolérite.
b) Poudingue à éléments de roches vertes : 0,10-0,30 m
c) Sable calcaire, glauconieux : 0,20-0,30 cm

Rudistes, *Orbitella media*
Loftusia Morgani H. Douv. [1]

d) Calcaire compact jaune clair, à *O. media* : 5-6 m.
e) Passage insensible, avec disparition des *O. media*, à un calcaire dur, clair à la cassure, rubanné et poreux, bréchique, à surface d'altération d'un gris assez sombre : 200 m.
f) Calcaire subrécifal lutétien, à surface d'altération d'un gris légèrement plus clair.

1. *L. Morgani* est un gros Foraminifère fusiforme, de 2-4 cm de long et de 0,3-0,5 cm de diamètre, fréquent dans le Maëstrichtien sableux de l'Irak et de la Perse, mais signalé ici pour la première fois en Syrie.

Stratigraphiquement, le calcaire dur, bréchique se rattache aux couches à *O. media* qu'il surmonte : il est crétacé ; mais morphologiquement il se fond avec le Lutétien sus-jacent; il faut être averti de sa présence pour le reconnaître.

Ce curieux calcaire, qui par sa structure rappelle certains dépôts lacustres, paraît représenter un épisode local du Crétacé terminal : il n'est connu qu'entre le bord N du cirque d'El Ordou et l'Oronte inférieur [1].

A Khirildama, le long de la route d'Antioche et à 12 km au S de la ville, nous y avons trouvé des *Terebralia speciosa* Zekeli et des *Turritelles*, qui indiquent un faciès saumâtre.

A Harbiyé, au débouché de la route de Lattaquié sur le couloir de l'Oronte inférieur, nous avons vu une succession rappelant celle de Cinar, mais ne comportant plus du tout de calcaires à *Orbitella media* (de bas en haut) :

a) Sommet des roches vertes (visible seulement sous Cinarcik).
b) Conglomérat grossier à gros galets de roche verte, passant vers le haut à une marne rouge à rognons de calcite.
c) Calcaire dur, fin, très finement lité, bréchique, avec petites cavités ; débris de Foraminifères et de piquants d'Oursins.
d) Conglomérat à gros galets et gravillons de roche verte et de calcaire.
e) Calcaire subrécifal, souvent bréchique, lutétien.

Au-dessus d'Antioche, le long de la route de Quayé, les couches calcaires détritiques à *O. media* reparaissent ; elles reposent sur la pillow-lava et sont recouvertes par du calcaire lutétien : le calcaire tufacé n'a pas été retrouvé dans cette région.

Le Sénonien ne pointe nulle part sous les roches vertes du Kizil Dagh et du Kara Mourt ; il n'en existe aucun lambeau au-dessus.

En plusieurs points du massif compris entre le Kizil Dagh et le Giaour Dagh subsiste du Maëstrichtien transgressif sur la roche verte.

Suivons la route d'Antioche à Alexandrette : après avoir longé l'extrémité du Kizil Dagh, elle atteint, à Bedrekan, le massif bas de Beylan. Une crête basse, formée de calcaires lutétiens inférieurs, longe le pied de la montagne ; en arrière sont visibles les roches vertes ; les dolérites d'abord, les pyroxénolites plus loin. Depuis Bedrekan jusqu'à Bagras, sur 3 km de longueur, du calcaire détritique à *Orbitella media* est interposé entre la pillow-lava et le calcaire lutétien.

Traversons maintenant le massif en direction d'Alexandrette : au bas de Beylan une petite route quitte la grand'route à gauche et monte en nombreux lacets sur le

1. Tout le Crétacé supérieur c_6 figuré sur la feuille au 200.000e d'Antioche depuis Antioche et le petit Djebel Smane jusqu'à la limite S de la feuille est constitué par ce calcaire dur saumâtre.

flanc de l'*Elma Dagh*, vers *Soguk Oluk*, à travers des serpentines. Soguk Oluk est le centre d'estivage d'Alexandrette : de nombreuses et coquettes villas y ont été construites. La pierre de taille a été tirée en partie d'une carrière ouverte dans le haut du village, dans un banc calcaire à Rudistes. A 1 km au SSW, le banc fait dalle au-dessus des serpentines et regarde sur un profond ravin. Entre la serpentine et la dalle se situe un sable calcaire à *Orbitella media*. Au sommet de la colline, la dalle à Rudistes est recouverte par du calcaire lutétien.

Du sommet de l'Elma Dagh, on franchit aisément vers l'E ou le S, vers de curieuses pointes calcaires se dressant au-dessus des roches vertes : celle de *Yaprakli*, à l'E, domine des dolérites, celles d'*Uç Oluk*, au S, des pillow-lavas exceptionnellement puissantes et tourmentées. Ces pointes sont les saillants d'une crête calcaire qui s'étend en direction SW-NE, sur 7 km ; elles représentent le bord découpé d'une dalle calcaire plongeant fortement vers le SE. Le calcaire est pétri de petits Rudistes, parmi lesquels E. Aubert de la Rue a trouvé un spécimen de *Lapeirousia Jouanneti* Desmoulins, espèce du Maestrichtien de Perse et de France (fig. 8).

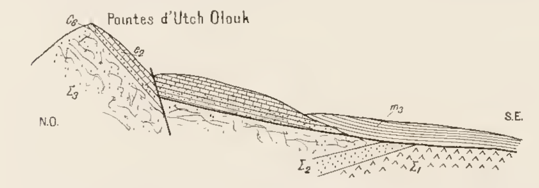


Fig. 8. — Coupe transversale de l'une des pointes d'Uç Oluk (à 15 km au S d'Alexandrette).
Σ_1 péridotites ; Σ_2 dolérites ; Σ_3 pillow-lava, cinérites ; c_8 calcaire récifal maëstrichtien à *Lapeirousia Jouanneti* Desmoulins ; e_2 calcaire à silex, lutétien ; m_3 marne vindoboneinne discordante.

Dans le Giaour Dagh, les couches à *Orbitella media* se retrouvent sous et sur les roches vertes. Dans le col au N du Daz Tepe, à 7 km au NE de Beylan, il s'agit d'un banc de brèche fine, à galets et éclats de roches vertes et à Foraminifères en partie brisés : *Orbitella media, Omphalocyclus macropora, Siderolites calcitrapoides* (v. p. 103 et pl. XX, fig. 1), sous-jacent à des péridotites pyroxéniques serpentinisées ; plus au N, au-dessus de la grande vallée de Degirmendere (à 14 km à l'E d'Alexandrette), les marno-calcaires détritiques à faune d'*O. media* se trouvent et au-dessous et au-dessus des roches vertes.

Dans le Kurd Dagh, on voit des marno-calcaires sénoniens s'avancer de la vallée de l'Aafrine vers les roches vertes du NW et plonger dessous.

Dans la partie orientale de ce massif est visible, le long de la route de Katma à Bulbul, entre Naz Oucharhi et Meidannki, la coupe suivante :

Turonien : calcaire récifal, à patine gris clair.
Sénonien :
Calcaire glauconieux se fondant dans le paysage avec le calcaire turonien ; quelques mètres.
Marno-calcaire puissant, formant des collines au relief vigoureux et rond ; asphalte à la base ; intercalations de fins bancs calcaires finement détritiques, à *Orbitella media* : 900 m.
Éocène inférieur : marnes bleutées puissantes de la vallée de l'Aafrine.

La sédimentation est restée continue depuis le début du Crétacé moyen jusqu'à la fin du Nummulitique ; elle est particulièrement puissante : une fosse subsidente devait occuper la vallée de l'Aafrine.

Dans le centre du Kurd Dagh, le sentier de Radjou à Gomrech suit à peu près le niveau à radiolarites, sur le flanc NW d'un anticlinal à noyau cenomanien-turonien,



Fig. 9. — Substratum et couverture des roches vertes dans le Giaour Dagh, le fossé du Kara Sou et le Kurd Dagh.

Λ/Λ : roches vertes ; *hachures fortes* : leur substratum ; *hachures fines* : le Maestrichtien transgressif dessus.

flanc qui va buter contre un massif de dolomie jurassique. Le niveau à radiolarites monte de la cuvette de Radjou, à flanc de coteau, dominé par la dolomie jurassique. Il couronne une puissante suite de marno-calcaires sénoniens, qui vraisemblablement comprend des couches maestrichtiennes. Immédiatement sous le niveau à radiolarites, le sol est jonché de fragments d'un poudingue fin, marin, semblable aux poudingues communément rencontrés immédiatement sous les roches vertes.

On perd de vue finalement le poudingue fin et la radiolarite, et à leur niveau apparaît soudain un poudingue à gros éléments de roches vertes, mêlé de sable, qui rappelle le poudingue de Yeyla, mais qui n'est pas terreux. Sa puissance est de l'ordre d'une vingtaine de mètres. Il est recouvert par une marne jaunâtre écrasée, très probablement sénonienne, 30 m, qui est tout ce qui reste, dans le NW du Kurd Dagh, du Sénonien postérieur à la mise en place des roches vertes.

Sur le bord W du Kurd Dagh, ainsi le long de la route de Radjou à Meïdan Ekbes, un marno-calcaire ocre gris, sénonien, plonge vers le fossé du Kara Sou (pl. III, fig. 2). A Kara Baba, dans le fossé, le même marno-calcaire contient un petit banc calcaire finement détritique à *Orbitella media*; il s'enfonce sous les péridotites pyroxéniques. Toujours le même marno-calcaire plonge, sur le versant N du Kurd Dagh, entre Meïdan Ekbès et Bek Obassi, sous les lambeaux et dolérites de la marge du grand corps de roches vertes de Turquie.

Nous regrouperons ultérieurement ces données sur le développement stratigraphique du Sénonien, en examinant leur signification du point de vue de la mise en place des roches vertes.

C) *TERTIAIRE ET QUATERNAIRE*

Le Nummulitique.

L'orogenèse amorcée au cours du Turonien, qui a subdivisé la mer sénonienne en bassins, continue à évoluer dans le même sens au Nummulitique ; ses effets s'accentuent. La mer couvre encore presque complètement la Syrie intérieure. La division en bassins séparés par des hauts fonds, voire, au moins momentanément, par des aires émergées, semble plus prononcée. Dans le centre des bassins, des marnes à Globigérines continuent à se déposer, tandis que vers les bords, dans les zones néritique ou littorale, se forment des calcaires blancs subrécifaux à Nummulites, Alvéolines, etc...

L'Éocène inférieur manque dans certaines aires : l'Éocène moyen est dans l'ensemble transgressif. Pendant l'Éocène supérieur et l'Oligocène, la mer commence à se retirer de la périphérie des grands massifs côtiers ; ce mouvement s'accentuera à la fin de l'Oligocène.

La Damascène nous offre un exemple de bassin où la sédimentation reste continue du Crétacé au Nummulitique, puissante et essentiellement marneuse dans le centre du bassin, modérée et récifale, calcaire vers son bord, au pied de l'Anti-Liban. Le pourtour S de l'Hermon (extrémité SSW de l'Anti-Liban) émerge au Lutétien, les environs immédiats de Damas à l'Éocène supérieur, la région au NE de Damas à l'Oligocène; le faciès calcaire à Nummulites apparaît en chaque lieu au sommet de la série nummulitique locale; il accompagne donc la régression du SW vers le NE, en montant de l'Éocène moyen dans l'Éocène supérieur, puis dans l'Oligocène (Doncieux, Vautrin, R. et L. Dubertret, 1938).

La Syrie du NW et le Hatay donnent un tableau analogue. Dans la vallée de l'Aafrine et jusqu'au bas Kosseir, nous retrouvons un bassin à sédimentation marneuse continue et puissante ; sur les flancs du Djebel Alaouite et du Djebel Zawiyé, dans le haut Kosseir et sur le pourtour S du Giaour Dagh, des calcaires subrécifaux et récifaux éocènes moyens reposent en discordance sur un substratum érodé, tandis que l'Éocène supérieur et l'Oligocène ne sont plus représentés (Dubertret, 1937 I).

Les lambeaux d'une converture calcaire lutétienne, jadis continue, se disposent en auréole autour des flancs W et NW de la partie septentrionale du Djebel Alaouite. Ils reposent sur une surface d'érosion entamant la marne sénonienne au point que celle-ci est réduite parfois de plusieurs centaines de mètres de puissance à 10-20 m.

Le long de la route Lattaquié-Alep, à Khan el Djoz, les calcaires sont pétris de Nummulites, qui caractérisent le Lutétien inférieur.

N. alacicus Leym.
N. globulus Leym.
N. irregularis Deshayes
N. gallensis B et A A. Heim
N. subalacicus H. Douv.
N. Guettardi d'Arch.
N. subirregularis de la Harpe

Au-dessus de Beit Zekra, à proximité des carrières d'asphalte de Kfarié, nous avons trouvé un calcaire à faune lutétienne supérieure :

N. Beaumonti d'Arch.
N. discorbina Schloth.
N. gallensis B et A A. Heim
N. millecaput Boubée
N. Lucasi d'Arch.
N. uroniensis B et A (de la Harpe) A. Heim
N. aturicus Joly et Leym.
Assilina subspira de la Harpe
Pygorhyncus (*Rhyncolampas*) cf. *Desori* d'Arch.
N. sub-Beaumonti de la Harpe
N. subdiscorbina de la Harpe
N. helvetica Kaufmann

Au-dessus, un petit lambeau de calcaire marneux, surmonté par le Miocène,

contient des Nummulites rappelant celles de l'Éocène supérieur de Şeyhköyü[1] (Kosseir.)

A la marne blanche sénonienne posée sur le bord des roches vertes au delà du couloir miocène du Nahr el Kébir se trouve associé, au lieu dit Djebel Moussa, un calcaire lutétien inférieur à :

N. globulus LEYM.
N. discorbina var. *lybica* CHECCHIA RISPOLI
N. discorbina DE LA H.
N. irregularis DESH.
N. Lucasi D'ARCH.
N. subirregularis DE LA H.
N. gallensis A. A. HEIM.

Au Djebel Zawiyé, pendant du Djebel Alaouite au delà du fossé du Gharb, le calcaire lutétien, toujours discordant, déborde jusque sur le calcaire crétacé moyen.

Le Lutétien inférieur se retrouve dans le Bassit, au-dessus de la marne sénonienne de Troundji, à l'état de brèche grossière, très fossilifère ; la faune est semblable à celle de Khan el Djoz et du Djebel Moussa.

A partir de Yeyla (à l'E d'El Ordou) vers le N, le Nummulitique présente un aspect nouveau; nous en avons établi la coupe à Şeyhkoyu (L. Doucieux, R. et L. Dubertret, 1938). Au-dessus du calcaire tuffacé sénonien viennent :

Lutérien inférieur : calcaire compact karstique;

N. subirregularis DESH. ou *N. Tchihatcheffi* D'ARCH.
Orthophragmines, Operculina ammonea LEYM.

Lutétien supérieur : calcaire légèrement marneux, se débitant en plaquettes, calcaire récifal et sable calcaire littoral, en couches alternantes;

N. millecaput BOUBÉE (variété géante atteignant 15 cm de diamètre)
N. gizehensis DE LA H. — *N. curvispira* MENEGHINI
N. globulus LEYM. — *N. Guettardi* D'ARCH.
N. Beaumonti D'ARCH. — *N. sub-Beaumonti* DE LA H.
N. gallensis B et A A. HEIM — *N. Lucasi* D'ARCH.
Nombreuses Orthophragmines, dont *Asterodiscus* sp.

Éocène supérieur : calcaire crayeux, grumeleux, avec lumachelle d'Orthophragmines;

N. Fabianii PREVER et formes de passage à
N. intermedius D'ARCH.
N. incrassatus B et A DE LA H.
N. Bouillei DE LA H., *N. vascus* JOL. LEYM.
N. Boucheri DE LA H.

1. L'ancienne transcription était Cheikh Keui.

Oligocène : calcaire crayeux, puis craies ;

N. Fabianii et formes de passage à *N. intermedius*
Lépidocyclines indéterminables.

Aquitanien. Lumachelle de Lépidocyclines ;

Eulepidina dilatata MICHELOTTI.

Dans le paysage, le calcaire lutétien inférieur, gris bleu et karstique, s'oppose assez nettement à l'ensemble des étages supérieurs, plus lumineux, de tonalité ocre doré. Le tout plonge vers l'E sous les calcaires et marnes claires miocènes du bas Kosseir.

Le Nummulitique marneux reparaît à l'extrême pointe N du Djebel Alaouite, au S du Nahr el Abiad, puis dans la vallée de l'Oronte, au cœur du dôme de Hammam Cheikh Aissa, enfin au delà, dans le Djebel Douélé et sur le bord N du Djebel Aala, au-dessus de Yéni Şehir. Dans les deux derniers massifs, le faciès franchement calcaire, donnant le paysage gris et karstique, monte cependant plus haut dans le Lutétien : c'est dans un calcaire franc que nous avons trouvé, au Djebel Douélé, *N. gizehensis* et *N. millecaput*, ces dernières grandes comme des assiettes.

Sur le bord NW du Kosseir, à Harbiyé, soit à 10 km au N de Şeyhkoyü, les éléments détritiques sont plus abondants (de bas en haut) :

a) Roche verte (non visible à Harbiyé même).
b) Conglomérat grossier à gros galets de roche verte.
c) Calcaire dur, tufacé, maëstrichtien ou danien.
d) Conglomérat à gros galets de roche verte et de calcaire.
e) Calcaire franc, lutétien inférieur, avec sa faune habituelle.
f) Poudingue miocène, puis calcaire récifal et marne miocènes.

Les étages supérieurs du Nummulitique ne sont plus représentés dans cette région.

Le Lutétien inférieur se poursuit, dans son faciès calcaire habituel, sur le bord occidental de la plaine de l'Amouk. Entre Bedreken et Bagras, il repose sur les marnocalcaires à *Orbitella media*, au N de Kirikhan, sur la serpentine.

Il s'étend largement dans la zone du col de Beylan, grimpe au SW sur l'Elma Dagh, au N sur le Giaour Dagh et repose tantôt sur le Sénonien, tantôt sur la roche verte.

A 1 km à l'E de Beylan, nous avons ramassé un calcaire bréchique contenant toujours la même faune :

N. atacicus
N. globulus
N. irregularis
N. Lucasi
N. uroniensis B et A.
Assilina proespira H. DOUV.
N. subatacicus
N. Guettardi
N. subirregularis

Dans le Kurd Dagh méridional et la vallée de l'Aafrine, la fosse qui commençait à se creuser au Sénonien continue à évoluer; des marnes s'y accumulent sur de grandes épaisseurs et les calcaires ne représentent plus que des épisodes isolés et accidentels, parfois sans extension.

La succession est la suivante (de bas en haut) :

Éocène inférieur :

a) Marnes bleutées de la vallée de l'Aafrine : 700 m.
b) Banc calcaire à *N. irregularis*, Alvéolines, etc... : 30 m.

Éocène inférieur, moyen et supérieur :

Marnes crayeuses blanches, environ 1.200 m.

Oligocène :

Calcaire crayeux et calcaire franc à Nummulites et Lépidocyclines : 20 m.

Une nappe *basaltique* se trouve interstratifiée à peu près au niveau du banc calcaire à *N. irregularis.* A Meidannki et de là vers le NE, jusqu'à la frontière syro-turque, ce même basalte est stratigraphiquement au-dessous de ce banc. Au SW, il passe à travers le calcaire, qui est rubéfié, et plus loin, se trouve au-dessus de lui. Si on admet que le phénomène volcanique est contemporain dans toute son étendue, ce qui paraît vraisemblable, on conclura que le faciès calcaire qui limite au sommet les marnes grises paléocènes inférieures de la vallée de l'Aafrine s'est déplacé du SW vers le NE, du pied du Havar Dagh vers la plaine de Killis.

Le banc éocène inférieur peut être suivi au SW de la route Aafrine-Radjou. A 7 km de celle-ci, sous Khalil Kolko, il est vertical, reconnaissable à la présence d'Alvéolines. Les marnes crayeuses sus-jacentes sont également verticales. Dans celles-ci s'insère soudain un banc calcaire, lenticulaire, vertical, à *N. gizehensis.* La puissance de marne crayeuse interceptée entre les deux bancs est de 1.000 m. Immédiatement au-dessus du banc à *N. gizehensis*, la marne crayeuse est coiffée par un banc calcaire horizontal, oligocène, à Nummulites et Lépidocyclines ; puis suit le Miocène.

Le Kurd Dagh méridional, presque exclusivement constitué de marnes crayeuses allant de l'Éocène inférieur jusqu'à l'Oligocène, se bombe, sur son bord SE, en une voûte anticlinale à noyau calcaire. Sous le calcaire pointe un peu de marne blanche, qui a été attribuée au Sénonien. Le calcaire repose dessus en discordance, car il débute par un poudingue ; il contient des *N. gizehensis.* Il semblerait donc que la voûte calcaire d'Achkane Charki représente un îlot calcaire lutétien développé au-dessus d'un haut fond.

Dans le détail comme par ses grands ensembles, le Nummulitique du NW de la Syrie et du Hatay apparaît comme complexe, commandé par une topographie sous-marine qui devient de plus en plus mouvementée.

Néogène et Quaternaire.

Avec la fin du Nummulitique se termine, en Syrie, la période d'orogenèse lente et progressive. L'évolution structurale va s'accentuer et procéder par saccades ; elle sera accompagnée de volcanisme.

Dans le pays des roches vertes, la *mise en place* de ces roches vertes avait entraîné l'apparition de reliefs vigoureux dès le Maëstrichtien : les poudingues de base du Maëstrichtien, transgressifs sur les roches vertes, ou les poudingues de base du Lutétien de Harbiyé en sont les témoins. Mais ailleurs, au Liban et dans l'Anti-Liban par exemple, les reliefs n'ont pris de la vigueur qu'à partir du Miocène : c'est au Miocène que les poudingues y font leur apparition dans les sédiments ; ils sont grossiers et constituent, dans les dépressions intérieures, d'énormes accumulations. L'exhaussement concomitant du plateau syrien a provoqué le retrait de la mer de la Syrie méridionale, vers la Méditerranée actuelle et vers les bassins de l'Euphrate et du Tigre.

Il semble qu'au début du Miocène ce retrait ait été presque total, car le Burdigalien n'est connu qu'en de rares points de la plate-forme syrienne. Le retour de la mer au Vindobonien, sur la périphérie de cette plate-forme, a donc le caractère d'une transgression. Il rétablit momentanément la communication entre la Méditerranée et l'Océan Indien. Mais bientôt un seuil, dans la région d'Alep, divise le bras de mer en un golfe ouvert sur la Méditerranée, et en un autre golfe, presque une mer intérieure, long de 2.000 km, couvrant les emplacements de la Mésopotamie et du golfe Persique actuel. Dans ce long golfe se forme ensuite une fosse subsidente, dans laquelle des sédiments néritiques s'accumulent sur des épaisseurs considérables et vers laquelle la mer régresse à nouveau ; au fur et à mesure, de grands lacs apparaissent dans les aires abandonnées. Le réseau hydrographique s'organise enfin, les nappes lacustres à leur tour se rétrécissent et le paysage actuel s'esquisse.

Pendant le Miocène, un volcanisme basaltique est apparu en plusieurs points du territoire syrien.

Une nouvelle crise orogénique survient à la fin du Miocène. Les reliefs s'accusent et, comme conséquence, l'afflux de galets vers les dépressions au pied du Liban et de l'Anti-Liban reprend avec intensité. La mer pliocène est refoulée vers la côte actuelle ; elle pénètre cependant vers l'intérieur par quelques golfes étroits. Le volcanisme atteint son apogée.

Une dernière crise orogénique, à la fin du Pliocène, parachève les reliefs actuels. Du Pliocène marin se trouve porté jusqu'à 850 m d'altitude. Le volcanisme persistera jusque tard dans le Quaternaire et il semble qu'il se soit éteint, en Syrie, il y a quelques milliers d'années seulement.

Dans le pays des roches vertes, le Néogène, exceptionnellement bien développé, permet de suivre tous ces stades de l'évolution paléogéographique de la plate-forme syrienne pendant le Néogène.

Burdigalien.

Une fosse subsidente, orientée SW-NE, occupait la vallée de l'Aafrine depuis le Crétacé supérieur. Le Burdigalien y a été découvert le long de la route de Katma à Bulbul, auprès du pont sur le Nahr Aafrine. Le Nummulitique marneux s'avance depuis Meidanuki jusqu'à la rivière ; il est couronné par un banc calcaire oligocène, que les méandres coupent à plusieurs reprises. Dessus suit, en concordance, le Burdigalien. Le ravin descendant vers l'Aafrine, rive gauche, parallèlement à la route et à 1 km au SW de celle-ci, en donne un excellent aperçu. C'est un marno-calcaire sableux, mêlé de paquets irréguliers de galets grossiers ; la faune est la suivante (David, 1933) :

Miogypsina globulina Mich.
— cf. *irregularis* Mich.
— cf. *polymorpha* Rutten
Lepidocyclines spp.
Heterostegina costata d'Orb.

La puissance est de l'ordre d'une centaine de mètres.

Le Burdigalien enveloppe partiellement la voûte de Balliou, qui domine l'Aafrine au SE : il y prend un faciès calcaire a Lithothamnium, Miogypsines, Lépidocyclines. Au sommet de la voûte et en maints autres points, ce calcaire est précédé par un poudingue grossier.

Au SE de la voûte, le Burdigalien plonge sous le plateau calcaire vindobonien de Dar Tazzé. Il est encore visible dans plusieurs ravins qui en entaillent le bord occidental, regardant sur la vallée de l'Aafrine.

Au delà de l'Aafrine, de part et d'autre de la route Aafrine-Radjou, le Burdigalien enveloppe le plongement périclinal du Kurd Dagh marneux, nummulitique. A Mazraa Simo, il s'élève en falaise au-dessus du Nahr Sarafti, affluent droit de l'Aafrine. Il y repose sur une surface d'érosion entamant l'Oligocène calcaire. Il y est essentiellement marno-calcaire ; entre ses assises sont visibles aussi des niveaux et des lentilles de galets grossiers et de sable.

Dans le Kurd Dagh marneux, nummulitique, se trouvent incrustés, dans la marne blanche nummulitique, des taches de poudingue ou de marne blanche contenant de gros galets. Parmi ceux-ci ont été rencontrés, en plusieurs points, des bois silicifiés : ainsi à Khaziane Faoukani. Parfois ces marnes blanches, crayeuses ont la structure de dépôts lacustres ; nous y avons trouvé des *Helix*. Ces divers terrains, que le hasard d'un bon affleurement permet seul de distinguer de la marne nummulitique, paraissent représenter des équivalents latéraux du Burdigalien franchement marin des abords de la route Aafrine-Radjou ; ils sont emboîtés, à des degrés divers, dans le Nummulitique marneux. Ils semblent se situer sur la périphérie du domaine maritime.

Vindobonien.

Le Vindobonien est largement transgressif en Syrie N. Il débute normalement par des calcaires à Lithothamnium ; puis suivent des marnes. Celles-ci sont couronnées, dans la basse vallée de l'Oronte ou dans la basse vallée du Nahr el Kebir de Lattaquié, par du gypse, et dans la moyenne vallée de l'Oronte, par des marnes calcaires lacustres à *Helix*.

Nous suivrons le Vindobonien de notre région à partir d'Alep jusqu'à la mer.

Alep se situe sur le bord de vastes plateaux calcaires karstiques vindoboniens, qui se développent vers le N et vers l'W. Le calcaire repose communément sur une marne crayeuse blanche, éocène supérieure. Dans la partie occidentale de la ville, au-dessus du Qoueiq, il repose sur du basalte altéré. La coupe y est la suivante (de bas en haut) :

Marne crayeuse blanche, éocène supérieure (datée par ses micro-faunes)
Basalte altéré
Calcaire poreux, bréchique, à Lithothamnium et :

Clypeaster Martini Desm.
— *intermedius* Desm.
Echinolampas hemisphaericus Lmk
Scutella lusitanica de Loriol
Amphiope bioculata Lmk (Koert, 1924).
Chlamys albina v. Teppner.

Traversons le plateau vindobonien en allant d'Alep vers le NNW, vers Katma et Aafrine. A la sortie d'Alep, les calcaires deviennent nettement plus compacts, karstiques et bleutés, vers l'W. Plus loin, à l'approche de Katma, le paysage s'adoucit, des champs de blé s'étendent à perte de vue ; quelques rares ravinements montrent des galets meubles et du basalte. La structure géologique n'apparaît qu'à la descente de Katma sur Aafrine et dans les environs d'Aafrine. Cette région a été, pendant toute la durée du Vindobonien, un foyer de volcanisme basaltique. A partir d'un appareil volcanique situé dans les environs de Kara Tepe (montagne noire), au NNE d'Afrine, des nappes basaltiques se sont répandues latéralement et se sont interstratifiées à divers niveaux et jusque vers le sommet de la succession vindobonienne. L'arrivée de ces nappes sur des fonds marins peu profonds a créé des conditions littorales et provoqué le dépôt de galets, parmi lesquels prédominent des roches vertes et des radiolarites. Ainsi des galets accompagnent le basalte. Celui-ci a été reconnu assez loin en direction d'Alep, par des forages et il semble hors de doute que le basalte d'Alep soit également vindobonien.

Un banc de poudingue intercalé dans le basalte, à 3 km au SW de Katma, nous a fourni une faune typiquement vindobonienne :

Clypeaster Martini Desm.
Echinolampas hemisphaericus Lmk
Scutella subrotundaeformis Schaur.
Chlamys sub-Malvinae Blanckenh.
Flabellipecten Larteti Tournouer.

Le calcaire vindobonien s'étend en continuité d'Alep vers l'W, jusqu'à l'Oronte; il constitue les Djebel Sermada, Boricha, Ala et la pointe N du Djebel Douélé. Dans les petits fossés interceptés par ces plateaux, il est surmonté par la marne blanche vindobonienne supérieure ; parfois même celle-ci s'avance plus ou moins loin sur les parties basses des plateaux.

A l'W de l'Oronte moyen et du Kara Sou, le Vindobonien ne forme plus de plateaux ; il s'y appuie contre des massifs montagneux et occupe les dépressions qui les séparent. Il y recouvre, en discordance, un substratum qui a subi une érosion préalable.

A la limite du haut et du bas Kosseir, il débute par des poudingues, qui s'emboîtent dans la surface érodée du Nummulitique. Le fait est clairement visible à Şeyhköyü, où les galets ont colmaté de petits ravins creusés dans l'Éocène supérieur (fig. 10).

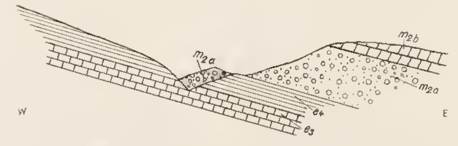


Fig. 10. — Şeyhköyü, a 18 km au S d'Antioche, sur la route de Lattaquié ; schéma de l'emboitement du Vindobonien dans le Nummulitique.

e_3 calcaire éocène supérieur,
e_4 craie oligocène, devenant fossilifère au sommet,
m_{2a} gravillons et galets vindoboniens,
m_{2b} calcaire vindobonien.

Au-dessus de l'embouchure de l'Oronte, dans le petit Djebel Samaan, le Vindobonien se pose sur le calcaire tufacé du Crétacé supérieur. Dans le prolongement du Djebel Samaan vers la mer, il repose sur les péridotites pyroxéniques. En face, au N, en lisière du Kara Mourt, le Vindobonien recouvre les dolérites.

La succession stratigraphique dans ces diverses régions est toujours la même : au-dessus des poudingues suivent des calcaires et ceux-ci passent insensiblement à des marnes puissantes. Exceptionnellement, dans la région de l'embouchure de l'Oronte, la série se termine par un épisode gypseux.

Nous avons recueilli dans le Kosseir et en lisière du Kara Mourt des faunes vindoboniennes abondantes. Celles des poudingues et calcaires ainsi que des couches de transition des calcaires aux marnes ont un caractère helvétien :

Clypeaster Zumoffeni DE LORIOL et var. *diversi-costatus* ABICH
— *tauricus* DESOR
C. Partschi MICH.
C. pentadactylus PER. GAUTH. COTT.
C. intermedius DESM.
C. campanulatus SCHLOTH.
C. Abichi LAMB. THIERR.
C. acuminatus DESOR
C. doma POMEL
C. altus KLEIN
C. portentosus DESM.
Echinolampas hemisphaericus LMK et var. *maxima* DE LOR.
(Cottreau et Dubertret, 1938).
Chlamys sub-Malvinae BLANCKENHORN
C. fasciculata MILLET
C. calaritana MENEGHINI
C. latissima BROCCHI var. *nodosiformis* DE SERRES
C. albina v. TEPPENER
C. scabrella LMK
C. multiscabrella SACCO
Amussium cristatum BRONN. mut. *badense* FONT.
Flabellipecten Larteti TOURNOUER
Pecten Fuchsi FONTANNES
P. praebenedictus TOURN.
(Roger et Dubertret, 1938).

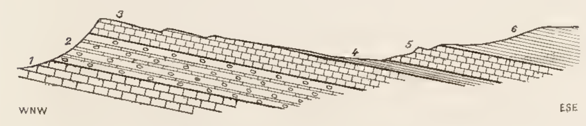


FIG. 11. — COUPE DU VINDOBONIEN LE LONG DE LA VALLÉE DESCENDANT DE ŞEYHKÖYÜ SUR KARSANBOL (à 18 km au S d'Antioche).

1) Calcaire éocène supérieur (l'Oligocène est ici érodé).
2) Conglomérats à éléments de roches vertes, se chargeant de marne vers le haut et y contenant des Scutelles, des Clypeastres plats, des Huîtres et des Pectens.
3) Calcaire à *Clypeaster* spp., *Echinolampas hemisphaericus* LMK.
4) Marnes claires à *Ancillaria glandiformis* LMK.
5) Calcaire marneux et sablonneux.
6) Marnes claires du Kosseir.

Dans les marnes claires, puissantes, les faunes ont un caractère tortonien. Citons celle de Fenk, sur le bord du Kosseir, le long de la route de Qnayé :

Arca (Andara) turonica Duj.
Phacoides orbicularis Desh.
Meretrix aff. *islandicoides* Lmk
Venus (Ventricola) cf. *burdigalensis* May.
Pleurotoma spiralis Deserres
— *rotata* Brocc.
— *plicatula* Grat.
— *contigua* Brocc.
Brachytoma cataphracta Brocc.
Clavatula gr. de *Heros* May
Volutilithes (Athleta) ficulina Lmk
Ormastralium (Tylastralium) speciosum Mich.
Natica millepunctata Lmk
Chenopus Uttingeri Risso
Ancilla obsoleta Brocc.
(Roman, 1940, p. 392) [1].

Dans le bas Kosseir, les marnes vindoboniennes sont couronnées par un banc calcaire, dont ne subsistent que des lambeaux. Ces marnes disparaissent à l'E sous un vaste pays marneux gris, pliocène. Elles reparaissent, couronnées par le banc calcaire, dans la vallée de l'Oronte, à l'W de Derkouch, près du hameau du Sahura (à la limite S de la feuille d'Antioche). Le calcaire est bréchique, il contient des moules internes de *Pectunculus*, *Cardium*, *Ancillaria*. Il supporte un calcaire crayeux lacustre à *Helix (Plebecula) ramondoides* Roman (Roman, 1940, p. 385-386). Ce lacustre émerge, avec son support calcaire, d'au-dessous le Pliocène marin ; il représente la fin du cycle miocène (fig. 12). Nous l'avons suivi vers le S, le long de la vallée de l'Oronte, jusqu'à Djisr ech Choghour, où il s'enfonce sous une nappe basaltique, et avons ainsi établi l'âge miocène de ces terrains, que M. Blanckenhorn avait attribués au Pliocène.

Dans la zone du col de Beylan, les poudingues et calcaires vindoboniens se tiennent au pied ou sur les flancs de la montagne et reposent normalement sur le calcaire lutétien. La marne, assez sableuse, monte plus haut, jusque vers les pointes d'Üç Oluk et déborde sur le Maëstrichtien et sur les roches vertes.

Sur le bord du synclinal d'Arsouz, le long du Kizil Dagh, le Vindobonien repose, comme dans le Kara Mourt, sur les roches vertes ; mais le contact paraît laminé, les poudingues et calcaires ne font que poindre par lambeaux isolés et c'est la marne qui normalement touche les roches vertes.

Dans le couloir séparant le Djebel Alaouite des roches vertes du Bassit et du Baer,

1. Pour la description et liste complète des faunes vindoboniennes de la région, nous renvoyons aux mémoires de F. Roman et de J. Roger parus dans le t. III des *Notes et Mémoires* (1940).

le faciès calcaire de la base du Vindobonien disparaît, l'étage est représenté par des marnes argileuses et sableuses présentant de nombreux niveaux de galets. Les plus basses couches visibles, en face de Kfarié, ont fourni une faune à caractère tortonien :

Pectunculus pilosus L.
Conus Dujardini Desh.
— cf. *Haueri* Partsch.
— cf. *avellana* Lmk
Xenophora Deshayesi Mich.
Mitra fusiformis Br.
Natica Josephinia Bronn.
Ampullonatica repressa Rov.
Balantium cf. *Bellardii* And.
Lucina columbella Lmk var. *strictula* Sacco
Ancillaria glandiformis Lmk.

(Jacquet, 1933).

Les marnes sont couronnées par du calcaire grossier, au-dessus duquel suivait une assise de gypse compact ; mais cette dernière a été en grande partie érodée : elle reste visible le long de la route de Lattaquié à Alep, à l'E du pont de Khan Attala sur le Nahr-el-Kebir.

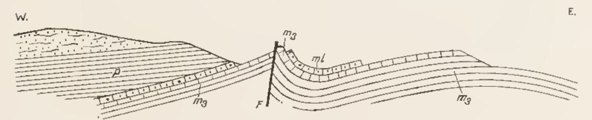


Fig. 12. — Sahura, vallée de l'Oronte, à 4 km au NW de Derkouch. Coupe schématique montrant la disposition du lacustre miocène.

m_3 Vindobonien : marne claire couronnée par un banc calcaire bréchique à moules internes de *Pectunculus*, *Cardium*, *Ancillaria* sp.
ml Calcaire crayeux lacustre à *Helix* (*Plebecula*) *ramondoides* Roman.
p Plaisancien : marnes argileuses grises à *Strombus coronatus* Lmk, passant vers le haut à des grès tendres ocre clair.

Pliocène.

La mer pliocène n'a pas dépassé, dans notre région, le domaine accidenté des reliefs côtiers. Elle baigne le pied des grands massifs : Djebel Alaouite septentrional et Kizil Dagh, ou pénètre vers l'intérieur le long des fossés de l'Oronte inférieur et moyen.

La tectonique s'est compliquée à la fin du Miocène. La disposition du Pliocène de la vallée de l'Oronte inférieur est significative sous ce rapport : le Pliocène s'avance

à Harbiyé dans une brèche entamant capricieusement le bord du Kosseir; il sépare ainsi le Mont Silpius d'Antioche du petit Djebel Samaan (dominant l'embouchure de l'Oronte). Le Pliocène est donc postérieur à la tectonique compliquée qui a découpé le bord du Kosseir et le contreforts du Djebel Akra.

Ses couches conservent habituellement une allure tranquille et se posent en discordance contre un substratum redressé. Elles s'emboîtent parfois dans des ravinements capricieux.

Le Pliocène se présente habituellement sous un faciès argilo-sableux gris, riche en petits Mollusques. Vers le haut il devient plus sableux, tandis que la faune disparaît progressivement. La lithologie des terrains contre lesquels il s'appuie influe parfois de façon marquée sur son faciès. Ainsi, dans le fond du golfe pliocène de Lattaquié, le Pliocène devient crayeux au contact des marnes vindoboniennes. Dans la vallée de l'Oronte, à l'aval d'Antioche, il est constitué en grande partie, comme le Vindobonien supérieur, par les produits de remaniement des dolérites du Kara Mourt ; il est fort difficile de le distinguer des marnes vindoboniennes et à Dikmece, où il déborde sur les dolérites, il est difficile de le distinguer de celles-ci. La même difficulté existe pour le tracé d'une limite entre le Vindobonien et le Pliocène du Kosseir ; la limite, inapparente dans le paysage, ne peut être reconnue que grâce à la présence de galets au contact du Pliocène avec son substratum et à l'apparition simultanée de quelques formes caractéristiques de la faune pliocène, telle *Strombus coronatus* Defr.

La faune du Pliocène de notre région comporte environ 200 espèces [1] ; elle est typique du Plaisancien.

Les grands lacs qui étaient apparus vers la fin du Miocène, dans la vallée de l'Oronte moyen, n'ont subsisté au Pliocène que fort rétrécis : ils devaient occuper approximativement le domaine des marais actuels du Gharb.

Les basaltes de la côte alaouite, entre Banias et Tartous, s'interstratifient dans du Pliocène marin ; ils sont donc pliocènes. Les nappes basaltiques de Homs et Hama, du Djebel Zawiyé, de Djisr ech Choghour, enfin le basalte de Bulbul et de Bek Obassi, dans le Kurd Dagh, sont du même âge. Le volcanisme basaltique de Syrie a eu son apogée au Pliocène.

Quaternaire.

Nous ne nous occuperons pas ici du Quaternaire marin de la côte syrienne ; nous signalerons simplement les nappes basaltiques quaternaires du fossé du Kara Sou.

Ce fossé a une douzaine de km de largeur ; il est plat, à l'exception des pointes de péridotites pyroxéniques qui percent de loin en loin. Le Kara Sou y trace des méandres.

1. Pour la description et la liste des faunes pliocènes de notre région, nous renvoyons encore aux mémoires de F. Roman et de J. Roger, parus dans le t. III des *Notes et Mémoires* (1940).

qui ne s'encaissent pas. Et, en effet, d'un bord à l'autre, le fond du fossé est recouvert par des nappes basaltiques.

Du bord du Kurd Dagh, on distingue d'une part des étendues basaltiques d'un gris relativement clair, d'autre part une coulée sombre, adaptée au paysage actuel comme si elle venait de se répandre.

En approchant, on reconnaît que les étendues basaltiques claires correspondent à des coulées qui ont déjà subi une certaine désagrégation. Mais les voûtes classiques (Dubertret, 1929), qui se forment à la surface des nappes basaltiques, sont encore visibles. La désagrégation est donc peu avancée et ce fait incite à considérer ces coulées comme quaternaires. Mais on peut noter d'autre part que ces coulées s'avancent jusque sur le bord du Kurd Dagh et qu'elles ont été affectées par les failles bordières du fossé.

La coulée sombre, qui porte dans le pays le nom de Létché, est intacte. Bien qu'elle soit habillée par un maquis clairsemé, elle est restée aussi fraîche que les plus récentes coulées de la Damascène. Elle ne remonterait qu'à quelques milliers d'années.

Le substratum ni de l'une ni de l'autre coulée n'est visible. On peut se demander s'il n'est pas constitué en partie par des argiles pliocènes.

L'intérêt des nappes basaltiques du fossé de Kara Sou est de nous montrer la persistance d'activités orogéniques jusque tard dans le Quaternaire.

CHAPITRE II

ÉVOLUTION TECTONIQUE ET CARACTÈRES STRUCTURAUX

Le tableau stratigraphique nous a fourni un certain nombre de données tectoniques que nous allons regrouper et compléter.

A) *ÉVOLUTION TECTONIQUE*

L'Ordovicien plissé, de direction WSW-ENE, du Giaour Dagh se rattache vraisemblablement aux plissements calédoniens qui constituent le substratum des chaînes du Taurus (Oswald, 1912). Il est possible qu'il s'étende vers le S jusque sous le Kizil Dagh et ait joué un rôle déterminant dans l'orientation WSW-ENE de ce massif, qui est aberrante par rapport aux orientations des autres massifs de la bordure orientale de la Mediterranée.

Le Dévonien, qui repose en discordance sur l'Ordovicien, a été gauchi, découpé par des failles, plié le long des flexures, mais il n'a pas été véritablement et intensément plissé. Il en est forcément de même pour l'ensemble des terrains postérieurs.

Les reliefs actuels ne commencent à s'ébaucher, dans leur ensemble, qu'à partir du Crétacé supérieur (Sénonien). Ce début d'orogenèse se manifeste d'abord par l'apparition simultanée et l'opposition de bassins subsidents à sédimentation puissante d'une part, et d'aires qui tendent à émerger d'autre part. Ainsi, dès le Crétacé supérieur, se dessine un bassin subsident SW-NE dans la région de l'Aafrine, tandis que, sur sa bordure, à Khalil Kolko, une brèche maëstrichtienne, à éclats anguleux de calcaire gris crétacé moyen ou jurassique, témoigne de la proximité immédiate de massifs émergés. Nous ne pensons pas que ces reliefs aient été vigoureux.

Par contre, la mise en place des roches vertes, qui eut lieu pendant le Maestrichtien, a aussitôt provoqué un abondant afflux de galets de roches vertes et de radiolarites dans les sédiments. Les roches vertes ont donc, en partie, émergé franchement dès leur mise en place.

L'apparition de semblables reliefs, à une époque aussi reculée, est un fait exceptionnel pour le domaine de la bordure orientale de la Méditerranée. Elle ne paraît pas due à une tectonique particulière à la région des roches vertes, elle semble être la conséquence directe de l'arrivée des roches vertes.

Le fossé de l'Oronte inférieur, compris entre le Djebel Akra, ses contreforts et le Kosseir d'une part, et le Kizil Dagh d'autre part, a dû s'ébaucher dès le Maestrichtien. Il serait difficile d'expliquer autrement que le calcaire tufacé du Crétacé terminal repose, au petit Djebel Samaan (au-dessus de l'embouchure de l'Oronte), sur les peridotites pyroxéniques, c'est-à-dire sur une partie profonde du corps des roches vertes, tandis que, dans la vallée de l'Oronte, les dolérites, c'est-à-dire la partie haute du corps des roches vertes, sont restées préservées de l'érosion.

Nous verrons ultérieurement que la présence des roches vertes dans la partie inférieure du fossé du Kara Sou, proche de l'Amouk, et leur absence sur le Kurd Dagh voisin, conduisent à la conclusion que ce fossé également commençait à s'ébaucher dès le Maëstrichtien.

La disposition orographique complexe actuelle a donc ses origines au Maëstrichtien.

Au Nummulitique, le contraste entre le fossé subsident de l'Aafrine et les reliefs voisins s'est accentué. Le bassin de l'Aafrine s'étend en direction NE-SW, depuis le Kurd Dagh méridional jusque dans le Kosseir et jusqu'à la pointe N du Djebel Alaouite. Sur le bord de ces régions montagneuses, l'Éocène inférieur n'est pas représenté ; le Lutétien repose directement sur le Crétacé supérieur, s'y emboîte profondément. A la pointe S du Giaour Dagh, au-dessus de Beylan, le Lutétien repose sur les roches vertes.

Nous manquons de données précises sur l'état des fossés de l'Oronte inférieur et du Kara Sou pendant cette période.

Au Burdigalien, le bassin de l'Aafrine s'est considérablement rétréci et la plus grande partie de la région des roches vertes est soumise à l'érosion ; mais celle-ci n'est active que dans les régions montagneuses à l'W de l'Oronte moyen et du Kara Sou.

La transgression vindobonienne a été très étendue et ses dépôts sont les derniers qui aient couvert d'un manteau continu et en partie uniforme les régions voisines des massifs des roches vertes et les couloirs qui les délimitent. Ils s'appuient en franche discordance sur leur substratum et sont beaucoup plus chargés de galets que les sédiments nummulitiques. Ils se différencient également de ceux-ci par le fait que, dans le Baer et le Bassit, comme dans le Kara Mourt et sur le pourtour du Kizil Dagh, ils reposent directement sur les roches vertes.

La transformation tectonique à la fin du Nummulitique a donc été profonde ; mais elle s'exprime de façon moins saisissante dans le pays des roches vertes, où des reliefs, déjà vigoureux, ont été simplement accentués et rajeunis, qu'au Liban et dans

l'Anti-Liban, par exemple, où elle a fait apparaître les premiers reliefs marqués et les premiers galets abondants dans les sédiments.

Le morcellement du NW de la Syrie et du Hatay par un système compliqué de failles, qui caractérise le paysage actuel, affecte les sédiments vindoboniens : il leur est donc postérieur. C'est ce morcellement qui a créé les dispositions orographiques grâce auxquelles la mer pliocène a remonté les fossés de l'Oronte inférieur et moyen, alors que l'exhaussement général du domaine actuel de la Syrie et du Hatay l'avait refoulée dans le voisinage immédiat de la côte actuelle; il a en grande partie épargné les sédiments pliocènes, dont la disposition reste tranquille : il est donc ante-pliocène, il remonte à la période de transition du Miocène au Pliocène.

Les plissements du Kurd Dagh étaient ébauchés vraisemblablement depuis la fin du Nummulitique. Ils se sont précisés à la fin du Miocène. Le long du bord SE du Kurd Dagh, depuis Aafrine jusqu'à la plaine de l'Amouk, les sédiments miocènes sont en effet intensément redressés, localement même renversés.

Le volcanisme basaltique intense, qui eut son apogée au début du Pliocène, est un autre signe des transformations profondes intervenues à la limite du Miocène et du Pliocène.

La tectonique actuelle s'est parachevée lors d'un dernier paroxysme orogénique à la limite du Pliocène et du Quaternaire.

Les effets de ce paroxysme semblent avoir consisté surtout en mouvements verticaux. Une mesure de son degré d'intensité est donnée par la présence de Pliocène marin à 850 m d'altitude, sur la route d'Antioche à Quayé et Djisr ech Choghour. Le paysage a donc été profondément remanié et il est difficile de discerner les traits nouveaux de ceux qui avaient été antérieurement acquis.

L'orogénese s'est poursuivie dans le Quaternaire, ainsi qu'en témoignent les nappes basaltiques du fossé du Kara Sou, les failles bordières qui affectent la plus ancienne et également les tremblements de terre, qui ont joué un grand rôle dans l'histoire et qui sont encore fréquents aujourd'hui, quoique atténués.

B) *CARACTÈRES STRUCTURAUX*

La carte géologique pl. A montre, dans notre région, un dense réseau de failles.

1) Une partie de celles-ci constituent un faisceau d'orientation méridienne.

Une faille méridienne simple limite à l'E le Djebel Alaouite méridional ; elle passe par Massiaf. A une trentaine de kilomètres au N de cette localité, elle bifurque : l'une des branches se reporte de dix km vers l'W, passe par Djisr ech Choghour et se perd dans le Pliocène du bas Kosseir; l'autre prolonge la faille de Massyaf, puis se

divise en un faisceau de failles disposées légèrement en éventail. La plupart de celles-ci se terminent sur une faille transversale W-E, passant par Yéni Şehir ; la plus orientale seule se poursuit au delà, vers Aafrine, pour finalement s'effacer sur le bord de Kurd Dagh.

Ces diverses failles ont découpé des compartiments N-S, dont les uns se sont affaissés, tandis que les autres se sont mis en relief. Ainsi se sont formés les fossés du Gharb et du Roudj et les horsts des Djebel Douélé, Ala, Boricha. Entre la grande faille de Djisr ech Choghour et une flexure parallèle, à 15-20 km à l'W, s'est élevé le horst, plus puissant, du Djebel Alaouite septentrional.

La plaine de l'Amouk paraît interrompre momentanément la continuité du système de failles méridiennes. Celui-ci reprend au delà de Kirikhan et se poursuit jusqu'à Marach, au pied du Taurus : sur 130 km de longueur, une grande faille rectiligne sépare le Giaour Dagh du fossé du Kara Sou. Une autre faille, compliquée par des accidents subordonnés, sépare ce fossé du Kurd Dagh, depuis El Hamman, à 11 km au N de Yeni Şehir, jusqu'à Meïdan Ekbès. Le Giaour Dagh s'est élevé entre la grande faille de Kirikhan et une flexure parallèle à 15-20 km à l'W.

Les grandes failles méridiennes, les horsts et les fossés, qui donnent à la bordure orientale de la Méditerranée son caractère structural particulier, se poursuivent donc vers le N jusqu'au pied des chaînes du Taurus.

Ces failles méridiennes coupent dans l'Amouk les axes structuraux SW-NE.

Le couloir que suit l'Oronte entre l'Amouk et la mer est un fossé, encadré d'un côté par un grand accident NE-SW, qui trace le bord du Kosseir et des contreforts du Djebel Akra, de l'autre côté par la faille ENE-WSW séparant le Kara Mourt du Kizil Dagh.

Le rejet entre le Kosseir et les contreforts du Djebel Akra d'une part, et le fossé de l'Oronte inférieur de l'autre, est considérable ; il atteint 2 à 3.000 m. Mais il s'accomplit par une suite de gradins étagés, délimités par un réseau compliqué de failles, dont les unes sont orientées NE-SW et les autres N-S ou W-E. Dans les formes du terrain domine tantôt l'influence des unes, tantôt celle des autres. Ainsi le bord du petit Djebel Samnan est orienté NE-SW, tandis que celui du Kosseir, autour de Harbiyé, est taillé N-S et W-E. Ce n'est donc pas une faille simple qui limite au SE le fossé de l'Oronte inférieur, mais un grand accident se décomposant en une multitude de petites failles d'orientation diverses. Cette complexité paraît attribuable à l'interférence des axes structuraux orientés SW-NE et N-S.

Les deux flancs de l'allongement du Kizil Dagh sont orientés WSW-ENE. Le Giaour Dagh est par contre orienté sensiblement N-S. Dans la zone intermédiaire entre les deux massifs, un jeu capricieux de petites failles découpent de nouveau une multitude d'esquilles.

Les axes structuraux SW-NE se manifestent aussi sous forme de plissements : les plis du Kurd Dagh courent du NE au SW et se prolongent jusque dans le fossé du Kara Sou. Comme le bord des contreforts du Djebel Akra et du Kosseir regardant l'Oronte inférieur, le bord du Kurd Dagh vers le fossé du Kara Sou n'est pas tracé par une faille simple : c'est un accident complexe, se composant d'une suite de courtes failles méridiennes, qui une à une obliquent et pénètrent dans le Kurd Dagh, en morcelant son bord.

Les noyaux anticlinaux des plis du Kurd Dagh sont constitués la plupart par de fines rides calcaires, d'un vigoureux relief. Telles sont en particulier les rides qui courent de Badjou à Bulbul. Un groupe de petits plis, étroitement serrés les uns contre les autres, constitue une voûte calcaire plus large, connue sous le nom de Havar Dagh. Certains plis, comme celui qui de Bulbul s'avance vers les plaines crayeuses de Killis, en Turquie, sont faillés longitudinalement, sur leur flanc SE. Ces divers aspects de plissements sont communs pour la Syrie.

Par contre, dans la plus méridionale des rides calcaires du Kurd Dagh, entre Berbannd et le fossé du Kara Sou, se sont produits des décollements du Crétacé à sa base et des chevauchements sur lui-même, qui constituent la seule manifestation tectonique de ce type en Syrie ou dans le Hatay.

La disposition est, dans le détail, la suivante. A l'E de la route Aafrine-Badjou est visible, au-dessus de Berbannd, une voûte calcaire cénomanienne-turonienne simple, orientée SW-NE ; sur son flanc SE se pose normalement le marno-calcaire sénonien, avec son relief typique, vigoureux et arrondi. Sur le flanc NW s'amorce, sous Gouliane Tahtani, une faille longitudinale, dont le rejet s'accentue vers le SW. Tandis que la voûte anticlinale de Berbannd s'enfonce et s'ennoie vers le SW, la lèvre NW de la faille longitudinale s'élève. La faille, verticale à sa naissance, passe à une faille inverse et la lèvre NW chevauche sur la lèvre SE, sur une profondeur de l'ordre de 300 m. La lèvre chevauchante, à son tour, s'abaisse vers le SW, tandis qu'une deuxième écaille vient chevaucher sur elle exactement de la même façon qu'elle chevauche sur la voûte de Berbannd. Cette deuxième écaille également s'abaisse vers le SW et une troisième écaille chevauche sur elle dans sa partie basse. La structure imbriquée qui résulte de cette succession de failles inverses est curieuse en ce sens que, tandis que l'axe structural court du NE vers le SW, les chevauchements semblent avoir été provoqués par une poussée venant de l'W.

Le chevauchement de la première écaille est nettement visible le long de la grand-route. Le calcaire jurassique, blanc, laiteux, y pointe, surmonté par du grès et de l'hématite du Crétacé inférieur, puis par les calcaires cénomaniens-turoniens. Le pendage est vers le NW. En suivant l'hématite sur le flanc NE de la vallée, on aboutit au-dessus d'un calcaire gris bleu, à petits Hippurites mal conservés, turonien, qui domine en falaise le village de Berbannd. En face de Dounbelli, à 3 km du SW de la route, la deuxième écaille chevauche sur un petit lambeau de marno-calcaire gris jaune, crétacé supérieur. Une coupe transversale de la ride calcaire allant de Doun-

belli vers le NW montre le chevauchement de la deuxième écaille sur l'extrémité de la première et celui de la troisième écaille sur la deuxième : le Crétacé moyen s'y répète donc trois fois.

Les divers chevauchements de la ligne Bernbaund se situent en face des massifs jurassiques qui font, au SW de Radjou, une apparition insolite, le long de failles NE-SW et NW-SE, et qui se prolongent dans le fossé du Kara Sou. Nous avons vainement cherché, sur la périphérie de ces massifs, des traces de chevauchements qui puissent expliquer ceux de la ligne de Berbaund.

Le croisement d'axes structuraux aussi franchement obliques les uns par rapport aux autres que ceux qui se rencontrent dans la plaine de l'Amouk et sur son pourtour est un fait exceptionnel dans la tectonique de la bordure orientale de la Méditerranée. La vaste dépression de l'Amouk et son encaissement par rapport aux plateaux calcaires voisins semblent devoir s'expliquer par cette particularité.

Certaines dispositions structurales de notre région ne sont commandées ni par les axes N-S, ni par les axes SW-NE.

Le Baer et le Bassit sont profondément découpés par un curieux réseau de failles sinueuses, dans le tracé desquelles aucun ordre déterminé n'est reconnaissable. Mais, sous les roches vertes de ces régions pointe, en maints affleurements, un substratum paléozoïque ou plus ancien, dont la structure complexe paraît être à l'origine des caprices des accidents superficiels.

Le Djebel Akra émerge franchement d'un pays dont la disposition, malgré les nombreuses dislocations, est restée dans l'ensemble tabulaire. Son noyau jurassique, en forme de cône, a percé verticalement à travers le Crétacé, en le déchirant et le déchiquetant. Vers son pied, en particulier vers le SW, vers le profond sillon du Kara Douraue, se succèdent la suite complète des étages du Crétacé : le Crétacé supérieur est plaqué contre son pied tout au fond du Kara Douraue. Or en face, dans la crête calcaire du Seldirène, le Jurassique et le Crétacé supérieur et moyen réapparaissent intensément redressés, comme si la montée du Djebel Akra avait provoqué une poussée latérale. Ces manifestations surprennent et ne paraissent pas s'expliquer par la structure des alentours.

Au milieu des plateaux calcaires vindoboniens, à l'E de l'Oronte, surgit un autre cône, aussi insolite que le Djebel Akra, le Djebel Cheikh Barakat. La surface structurale des plateaux calcaires environnants se situe aux environs de la cote 500 m; le Djebel Cheikh Barakat monte en cône à 870 m. Il est placé sur la grande faille qui du fossé de l'Oronte moyen se détache vers le NNE et se poursuit jusque sur le bord du Kurd Dagh. Des observations faites par les géophysiciens de l'Iraq Petroleum Co. Ltd auraient conduit à la conclusion qu'il aurait un noyau basaltique. Son relief s'expliquerait par une poussée basaltique, vraisemblablement dans le début du Pliocène.

TROISIÈME PARTIE

LES ROCHES VERTES VUES SUR LE TERRAIN

CHAPITRE PREMIER

PREMIER APERÇU LE LONG DE LA ROUTE LATTAQUIÉ-ANTIOCHE

La meilleure voie d'accès aux roches vertes est la route de Lattaquié à Antioche, qui traverse en plein cœur les districts du Bassit et du Baer. Sur des dizaines de km sont visibles, sur ses côtés, dans ses talus, dans ses tranchées, d'excellents affleurements où sont représentées toutes les parties du corps des roches vertes. Mais le pays est accidenté, topographiquement et géologiquement, couvert de buissons et de forêts, en sorte que les relations entre les divers types de roches vertes ne sont pas aisées à reconnaître.

Prenons le poste de gendarmerie de Qastal Moaf, situé à 10 km au N de Lattaquié, comme centre d'observation. En venant de Lattaquié, on aperçoit, à partir du Nahr Kandil, c'est-à-dire sur les derniers 20 km, des serpentines, des péridotites pyroxéniques, des gabbros, des dolérites, puis un terrain argileux rougeâtre emballant des roches hétéroclites et des radiolarites rouges, en lines strates intensément plissotées. Tantôt ces roches constituent des massifs plus ou moins importants, tantôt de simples paquets se présentant de façon inattendue, sans relation évidente avec les roches voisines. Des failles ajoutent en effet à la complexité que les roches vertes ont déjà par elles-mêmes. On est donc conduit à choisir ses points d'observations.

a) *Les péridotites pyroxéniques et les serpentines.*

De Qastal Moaf, remontons de 4,5 km vers le N, jusqu'au point culminant de la route d'Antioche. La vue est là largement ouverte sur le Dj. Akra et sur les roches vertes qui s'étendent à ses pieds.

Sur place affleure la péridotite pyroxénique, roche compacte, dure, divisée, par de petites diaclases, en blocs polyédriques, que l'altération a arrondis. Sous le marteau, ces blocs s'effritent, le plus souvent sans donner de cassure fraîche. Ceux qui sont moins altérés montrent un fond serpentineux vert sombre et noir, tâcheté par des facettes de bastite de 3-5 mm de diamètre, au reflet métallique doré.

La péridotite pyroxénique dure constitue les saillies du paysage ; ses formes sont vives, pyramidales. Elle gagne parfois toute l'étendue du terrain, sur des km de dis-

tance. Les vieilles surfaces ont une tonalité rouille ; les entailles récentes se détachent en vert.

Des serpentines se trouvent communément en compagnie des péridotites ; les plus belles se trouvent dans les zones d'écrasement des failles (pl. IX, fig. 3).

La péridotite est imperméable : elle ne contient pas de réserves d'eau et ne produit pas de sources. Aussi ses grandes aires d'affleurement ne sont-elles habitées que par des charbonniers et des chasseurs isolés.

b) ***Les gabbros et dolérites.***

La péridotite pyroxénique est la roche verte la plus fréquente ; ses affleurements sont rocheux. L'autre type très fréquent est constitué par des gabbros et dolérites, qui se décomposent superficiellement en arènes claires.

Les gabbros et dolérites ne se trouvent pas partout où existent des péridotites, car du fait de leur altérabilité ils sont parfois érodés sur des grandes étendues. Mais deux faits sont absolument clairs :

1° les gabbros et dolérites se posent sur les péridotites

2° les deux groupes de roches ont la même extension géographique, ils s'accompagnent toujours.

Les gabbros francs ne sont pas aussi communs que les péridotites pyroxéniques et les dolérites. Ils se situent dans la base de la partie feldspathique des roches vertes.

Le long de la route d'Antioche, à 17 km au N de Qastal Moaf, existe une carrière de gabbros, à main droite, à l'intérieur du grand coude de la route, en face de Duz Arhatch. La péridotite est toute proche à l'W ; la carrière se situe à l'extrême base des roches feldspathiques. Un paquet de roche saine fait saillie au milieu d'une arène blanche. La roche est rubannée du fait de l'alternance de lits inégalement riches en feldspaths (v. pl. X, fig. 1).

La dolérite ne se distingue guère du gabbro et produit les mêmes arènes claires. Il en existe de magnifiques coupes dans le talus de la route, à 3,5 km au N de Qastal Moaf. Un petit chapeau allongé de dolérites couvre ici la péridotite pyroxénique ; sa base est cachée sous le maquis, le gabbro n'y est pas visible. L'arène est entaillée sur une hauteur de 6-8 m et sur des centaines de mètres en longueur.

La roche saine n'apparaît pas sous forme de petits massifs, comme le gabbro au bas de Duz Arhatch. Au milieu du fond sableux, presque meuble, font saillie seulement çà et là des blocs isolés, polyédriques, à arêtes émoussées, extrêmement durs à casser, de grain assez grossier. Ils ne présentent pas de rubannement semblable à celui du gabbro, l'arène claire paraît tachée de gris, et de ces parties grises partent de fines veines, à grain fin, qui traversent la masse plus grenue. Il est impossible de préciser que l'une des deux parties grenue et fine serait antérieure à l'autre : elles

doivent être contemporaines (v. pl. XVI, fig. 3). Les veinules fines, grises, paraissent constituer l'enveloppe de petites masses de la même matière grenue qui se trouve décomposée dans les arènes. Cette structure n'est bien observable qu'immédiatement après une pluie, elle est trop confuse pour permettre de préciser une hypothèse.

Les gabbros et dolérites, du fait de leur altération, sont perméables à l'eau. Ils donnent naissance à de petites sources, autour desquelles se sont construits des villages ; les sentiers y sont nombreux, ce qui leur donne un aspect moins austère que celui des péridotites pyroxéniques.

c) ***Le sommet des roches-vertes : la pillow-lava.***

Le terrain argileux sombre emballant des roches hétéroclites, que l'on aperçoit çà et là entre le Nahr Kanndil et Qastal Moaf, est entaillé par le talus de la route de part et d'autre du poste de gendarmerie, sur 2 km de longueur. A priori il n'est pas fait pour attirer le pétrographe. Un fond noir, fort altéré, y emballe toutes sortes de blocs de toutes tailles : des radiolarites rouges plissotées, des roches volcaniques et métamorphiques, des calcaires rubéfiés et silicifiés, enfin des roches qui, bien que compactes, ne révèlent plus leur origine éruptive ou sédimentaire. Ces affleurements et d'autres, dans de petites carrières ouvertes à proximité pour extraire des marbres roses et verts, sont pourtant excellents, car ils montrent le caractère propre de la partie superficielle du corps des roches vertes. Mais pour les comprendre, pour finalement voir sur le terrain ce que le microscope ne peut pas révéler, il faut avoir observé préalablement des gisements exceptionnels, où le fond sombre, devenu argileux à Qastal Moaf, est resté intact. On reconnaît alors, dans ce fond, des basaltes et des verres, qui présentaient originellement un délit particulier, en oreillers : les pillow-lavas.

Les verres sont très altérables, ils se transforment en boue brune, qui coule en entraînant les blocs incorporés. Les aires de pillow-lavas présentent ainsi habituellement un aspect de grand désordre. Sur un petit champ on y trouve les roches les plus diverses : des radiolarites, du métamorphique, du Trias, du Jurassique, de l'Aptien, du Cénomanien, des péridotites et serpentines, des laves,... mais ce mélange reste un peu partout semblable à lui-même : sa diversité est monotone. Pourtant un certain ordre semble reconnaissable dans la distribution géographique des sédiments représentés : ainsi le Trias abonde par endroits et ne se trouve pas ailleurs.

d) ***Les radiolarites.***

Les radiolarites ne sont pas connues dans les séries sédimentaires des massifs émergeant des roches vertes ou constituant leur cadre : leur présence paraît liée directement à celle des roches vertes. Pourtant, dans le Kurd Dagh, elles s'étendent jusqu'à une dizaine de km de la limite de celles-ci.

Elles sont toujours finement litées, habituellement plissotées. Il en existe de rouges et dures, comme du jaspe ; d'autres sont roses, blanches, grises, plus tendres, parfois friables ou pulvérulentes. Elles ne se rencontrent jamais en lits continus sur des centaines de mètres : elles sont déchirées en lambeaux, qui se trouvent soit isolément, incorporés à la pillow-lava, soit écrasés capricieusement les uns contre les autres et formant un manteau continu au-dessus de la pillow-lava.

Le voyage de Lattaquié à Antioche à travers le Bassit et le Baer laisse une impression de complexité et de confusion. On voudrait mieux connaître les diverses roches éruptives représentées et en particulier l'étrange formation sombre emballant toute une variété de roches non éruptives. On se demande quelle est la nature des rapports entre ces roches éruptives si différentes ; il est loin d'être clair, au premier abord, qu'elles constituent un corps éruptif unique.

Pour éclaircir le problème, il faut quitter la route, rechercher les lieux propices aux observations sûres et convaincantes, susceptibles de résoudre les questions posées. Une fois les données essentielles acquises, elles pourront être appliquées aux diverses parties du terrain et éventuellement complétées ou nuancées.

Les bons points d'observation se sont révélés petit à petit, au cours du lever géologique. A l'origine nous nous sommes efforcés de séparer les trois complexes les plus apparents : péridotites pyroxéniques, gabbros et dolérites, partie superficielle à délit en oreiller, incluant les radiolarites et les divers sédiments associés. Par la suite, dans le Kurd Dagh, nous avons levé séparément les radiolarites, parce qu'elles se trouvent là seules et non pas dans leur association habituelle avec l'éruptif.

CHAPITRE II

LA SUCCESSION DES ROCHES VERTES

En décrivant les roches vertes rapportées par M. BLANCKENHORN en 1888, W. FINCKH signala des péridotites, des pyroxénites, des gabbros à olivine et sans olivine ; il en sépara, comme roches étrangères, les diabases (1898). Depuis, l'idée prévalut que dans le pays des roches vertes se trouvaient juxtaposées ou superposées au moins deux venues éruptives d'âges différents. Une semblable division ne nous paraissait cependant pas justifiée par le terrain : les péridotites pyroxéniques et les dolérites ne se trouvaient-elles pas toujours associées, n'avaient-elles pas exactement la même distribution géographique ? Encore, pour affirmer qu'il n'existait qu'un corps éruptif, fallait-il constater le passage continu depuis les péridotites pyroxéniques jusqu'aux dolérites.

Sur le terrain leur contact est souvent caché ou bien, lorsqu'il est visible, c'est le plus souvent un contact par faille, qui élude toute conclusion. Nous l'avons cependant trouvé à la limite du Kizil Dagh, grand massif exclusivement formé de péridotites pyroxéniques, et du Kara Mourt, pays de gabbros et dolérites ; nous l'avons de nouveau observé au Mont Silpius, au-dessus d'Antioche, puis dans le Baer et le Bassit.

a) *Le Kizil Dagh et le Kara Mourt* [1].

Le *Kizil Dagh* est le large massif visible d'Antioche, au NW. Sa couleur rouille lui a valu son nom, qui signifie montagne rouge. Il est de forme rectangulaire, allongé dans le sens WSW-ENE, et mesure 35 km de longueur sur 14 km de largeur. Sa crête, très régulière, se profile aux environs de 1.800 m. Ses flancs sont abrupts. Son extrémité occidentale est tronquée normalement à l'allongement et pousse en mer un cap rectangulaire : le Ras-Khanzir (le cap du sanglier).

A son pied, au NNW, s'étendent les *basses collines néogènes* marneuses d'*Arsouz*. D'au-dessous la marne, pointent, le long du contact avec le Kizil Dagh, des calcaires et poudingues vindoboniens, ces derniers comportant des galets de roches vertes : le massif de roches vertes a donc subi une érosion miocène. Néanmoins, des lambeaux

1. V. fig. 21, p. 126.

de dolérite sont restés préservés de loin en loin; au Ras Khanzir, la dolérite monte assez loin vers la montagne, au-dessus des péridotites pyroxéniques.

La nature de l'accident tectonique, faille ou flexure, qui met la roche verte du Kizil Dagh brusquement en relief au-dessus du Néogène d'Arsouz, n'est pas directement visible sur le terrain. C'est un accident rectiligne sur 28 km, qui ne se présente pas comme une faille nette, mais rappelle tout à fait les grandes flexures des flancs méditerranéens de la moitié N du Djebel Alaouite ou du Liban.

Le *Kara Mourt*, au SSE du Kizil Dagh, est également un pays de basses collines, aux multiples ravinements. Il s'élargit en direction de la mer, s'élève et culmine au-dessus de la côte, dans le Djebel Moussa (1.253 m). Une crête parallèle à la côte, dessinant un col à 600 m, relie ce sommet au Kizil Dagh.

Le Kara Mourt est entièrement constitué de gabbros et de dolérites. Sur ceux-ci s'applique, au S, le Néogène. A même la dolérite repose un poudingue vindobonien à galets de roche verte; puis suivent un banc calcaire vindobonien et des marnes vindoboniennes; le Pliocène, argilo-sableux, est emboîté dans le Vindobonien. Le banc vindobonien, depuis l'Amouk jusqu'au pied du Djebel Moussa, mesure une dizaine de mètres d'épaisseur. Dans le Djebel Moussa, il s'épaissit brusquement jusqu'à plus de 200 m ; il y a protégé les dolérites friables sous-jacentes contre l'érosion.

Le contact du Kizil Dagh avec le Kara Mourt, depuis l'Amouk jusqu'au pied du Dj. Moussa, se fait par une *faille* : la péridotite y domine, en pente abrupte et sans intermédiaire, la dolérite. Mais, en face du Djebel Moussa, la faille s'efface et le passage est continu de la péridotite au gabbro, puis du gabbro à la dolérite.

Un tronçon de côte rectiligne, normal à l'axe structural du Kizil Dagh, coupe le Kizil Dagh et le Kara Mourt entre le Ras Khanzir et Süveydiyé (embouchure de l'Oronte). Sa rectitude indique la présence d'une faille. Mais celle-ci n'est pas visible, elle est cachée par un affaissement de l'extrémité du Kizil Dagh.

A son extrémité ENE, le Kizil Dagh est tronqué obliquement par une autre faille, bien visible celle-là, au-delà de laquelle les roches vertes se trouvent brusquement abaissées.

Délimité de tous côtés par de brusques rejets, le Kizil Dagh représente un horst. La forme structurale de celui-ci ne peut être précisée, puisque la roche qui le constitue est éruptive, grenue ; on peut la supposer simple, semblable à celle du Giaour Dagh ou des grands massifs libano-syriens, et s'attendre à un contraste lithologique entre les parties profondes et la partie haute.

Nous avons fait à travers le Kizil Dagh plusieurs itinéraires. Dans la partie centrale, près de Yokari Zerkum, nous avons rencontré des dunites, se décomposant en arènes de grains d'olivine verte et translucide, étincelante au soleil. Mais la roche la plus commune, sur laquelle on marche pendant des heures sans constater de variation, est une péridotite pyroxénique serpentinisée, à fond mat, gris sombre ou ocre, enveloppant des facettes dorées de bastite.

De Yokari Zerkum vers l'WSW, le maquis s'épaissit et la roche est parfois invisible sur des centaines de mètres. De l'extrémité de la crête principale, à Ikiz Tepe, une crête secondaire se détache, vers le S; à Yalankos elle se termine par un abrupt faisant face au Djebel Moussa. Les plus hautes roches non feldspathiques affleurent là ; des pyroxénolites péridotiques à olivine en gouttelettes (pl. IX, fig. 4.)

Plus bas, dans les ravins descendant de Yalankos sur la mer, peut être observé le passage des pyroxénolites péridotiques aux dolérites. Les pyroxénolites péridotiques typiques du Kizil Dagh passent progressivement, à leur sommet, à un gabbro grenu, rubané, où alternent des lits non feldspathiques ou inégalement feldspathiques. Cette alternance, d'apparence stratifiée, est mise en évidence par la corrosion ; celle-ci a attaqué les lits feldspathiques et laissé en saillie les lits non feldspathiques. Le pendage est vers le SSE, conforme à celui que l'on pourrait attribuer au massif d'après sa disposition générale et d'après le pendage du sédimentaire sus-jacent. La zone rubanée a plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Au-dessus, à l'approche de Çarnaklik, la stratification disparaît, la roche est simplement grenue, homogène : c'est une dolérite. La suite de la coupe, en direction du Dj. Moussa, se perd dans un maquis dense.

Aucune discontinuité n'apparaît dans la partie observée.

D'Ikiz Tepe, un grand ravin, le Buyuk Kara Çay descend jusqu'à l'Oronte, parallèlement à la côte, à environ 8 km de distance de celle-ci; il passe au pied du centre d'estivage de *Bityas*. Il entame profondément la péridotite du Kizil Dagh, puis franchit la grande faille de piedmont, à Beytar, et traverse dans toute leur largeur les dolérites du Kara Mourt. De ravin, il devient une large vallée au moment où il débouche dans les dolérites ; ce tronçon s'appelle le *Seldiren*.

La base des dolérites y est d'une étonnante structure, que l'on retrouve bien ailleurs, mais jamais aussi bien exprimée. Un fond de roche grenue, tendant à s'altérer en arènes claires, est traversé capricieusement par d'épaisses veines ou par des bancs gris, à grain fin; la roche grise, fine, est à son tour traversée par des veines grenues, claires. L'interpénétration du grenu et du fin est telle que les deux ne peuvent être considérés que comme contemporains. Cette zone, dont l'épaisseur peut atteindre 100-200 m, reflète peut-être une activité fumerollienne pendant le refroidissement du magma.

Dans les couches plus élevées, que l'on recoupe successivement en prenant le sentier de Bityas, cette complexité de structure s'efface, la roche devient plus homogène, plus fine, jusqu'à extrêmement fine immédiatement sous le calcaire vindobonien. Par endroits, on note une stratification de la dolérite, en bancs alternativement grenus ou fins, plus ou moins riches en feldspath.

Les coupes du Seldiren et de Yalankos se répètent *sur la côte entre le Ras Khanzir et Süveydiyé*, dans des conditions plus aisément contrôlables. Sur une longueur de 12 km à partir du Ras Khanzir, un affaissement cache, depuis la mer jusqu'à 250 m

d'altitude, la roche en place du Kizil Dagh ; de 250 m jusqu'au sommet de l'Ikiz Tepe, à 1.750 m, on aperçoit des péridolites et pyroxénolites péridotiques de couleur rouille. Le versant est net depuis le débouché de l'Ak Çay jusqu'à Çoluk, c'est-à-dire depuis le bord du massif de péridotites pyroxéniques jusqu'au point où la dalle calcaire vindobonienne du Dj. Moussa s'enfonce sous la mer. La direction du massif étant WSW-ENE et le pendage vers le SSE, le trajet depuis l'Ak Çay jusqu'à Çoluk mène vers des couches de plus en plus élevées du corps des roches vertes. De bas en haut se succèdent des péridotites pyroxéniques, des pyroxénolites péridotiques, des gabbros, puis des dolérites. Nous n'avons pas observé aussi clairement que dans le Seldiren l'interpénétration des dolérites à gros grain et des dolérites à grain fin. Par contre il apparaît que le grain de la dolérite ne devient pas *progressivement* plus fin de bas en haut. A proximité immédiate du calcaire vindobonien, donc vers le sommet de la partie visible, une arête, représentant une épaisseur de couches d'une centaine de metres, est stratifiée, à la façon des terrains sédimentaires, en bancs de 10-30 cm d'épaisseur. Ces bancs présentent des variations dans la dimension des grains : des bancs à grain grossier sont juxtaposés à des bancs à grain fin, voire extrêmement fin imperceptible à l'œil nu ou à la loupe (pl. VI, fig. 1).

La côte entre l'Ak Çay et Çoluk offrait les conditions idéales pour le prélèvement d'une suite d'échantillons représentant la succession verticale des roches vertes. Les materiaux que nous y avons recueillis constituent notre série type : nous reviendrons sur leur description p. 132.

Les flancs du Dj. Moussa ne montrent pas complètement les parties superficielles du corps des roches vertes, bien que sous la dalle calcaire vindobonienne se trouvent de véritables basaltes. Le Kara Mourt a, en effet, été soumis à l'érosion avant la transgression vindobonienne. Mais le décapage a été moins profond à distance de la côte, dans la partie basse du Kara Mourt. En suivant le contact des dolérites avec le Vindobonien vers le NE, on découvre, à une vingtaine de km de la côte, à *Kesecik*, le passage continu des dolérites à une roche nouvelle, qui les recouvre. Les affleurements sont irrégulièrement bosselés, jonchés d'œufs de pierre. En regardant de près, on constate qu'un fond sombre, finement cristallin, altéré, est traversé par des veines de verre noir, qui le divisent en volumes irréguliers, arrondis. Les œufs se trouvent en place dans les traînées vitreuses ; à la cassure ils paraissent semi-vitreux, semi-cristallins. Cette roche nouvelle est une pillow-lava, lave saisie au contact de l'eau, qui s'est délitée en « oreillers ».

Sur la pillow-lava repose immédiatement le Vindobonien. Nulle part ne sont visibles, dans le Kara Mourt, de radiolarites ou de lambeaux sédimentaires semblables à ceux qui se trouvent à la surface des roches vertes du Bassit et du Baer.

Ainsi le Kizil Dagh et le Kara Mourt nous montrent, sur de grands espaces et en position relative clairement apparente, les divers constituants d'une succession *continue*, qui mène des parties les plus profondes du corps des roches vertes jusqu'à sa surface, des péridotites jusqu'aux pillow-lavas. Sur la côte a été fait un échantil-

lonnage permettant de contrôler sûrement la succession depuis les péridotites jusqu'au sommet des dolérites; dans l'intérieur du Kara Mourt a été fait un deuxième échantillonnage du passage des dolérites à la pillow-lava.

Une coupe parallèle à la côte, partant du golfe d'Alexandrette et passant par l'Ikiz Tepe et le sommet du Dj. Moussa, montre une puissante voûte de péridotites pyroxéniques, flanquée de part et d'autre par des gabbros et des dolérites, puis par du Néogène transgressif (fig. 18, p. 115 a, coupe A-B).

b) ***Le petit Djebel Samaan et le Mont Silpius*** [1].

Les dolérites du Kara Mourt et le Néogène qui se pose dessus au SE plongent regulièrement vers le SE jusqu'à l'Oronte; un nouveau pays montagneux commence au delà, séparé du Néogène de l'Oronte par une grande faille SW-NE, qui passe par l'embouchure de l'Oronte et par Antioche. Cette faille est ébréchée : un coin de Néogène pénètre, à Harbiyé, dans le pays montagneux, en divisant son bord en deux petits massifs : le *petit Djebel Samaan* (Saint-Siméon) du côté de l'embouchure de l'Oronte, le *Mont Silpius* au-dessus d'Antioche. La montagne elle-même est divisée par un réseau capricieux de failles.

Ce pays montagneux au S de l'Oronte a un substratum de roche verte. La serpentine et la pyroxénolite pointent au pied de son bord : elles constituent le socle du Dj. Samaan et la façade du Mont Silpius. Dans les ravins, en arrière, sont visibles également les dolérites et les pillow-lavas. Mais le terrain est difficile à contrôler, il est trop capricieusement découpé par des failles; et la roche verte est couverte en grande partie par du sédimentaire transgressif : Maëstrichtien, Lutétien et Vindobonien. On ne peut y vérifier le passage continu de la pyroxénolite à la dolérite, mais on y voit très bien celui de la dolérite à des pillow-lavas magnifiques.

Les *pillow-lavas* se reconnaissent à l'E du Dj. Samaan, à *Cinarcik*, à leur aspect scoriacé et aux œufs de pierre qui jonchent le sol. Les plus belles se trouvent dans le Mont Silpius, le long de la route de Qnayé.

Le *Mont Silpius* des Anciens est la colline qui domine Antioche d'environ 500 m et se présente comme un gradin intermédiaire entre la plaine de l'Oronte et le plateau du Kosseir. Sa face regardant sur la ville est constituée par une lame de serpentine. En arrière, le calcaire lutétien forme le socle de la colline; il est surmonté par des poudingues, calcaires et marnes vindoboniens. Ce complexe plonge vers l'ESE. Au delà d'une faille, le bord du Kosseir montre à nouveau la succession : serpentine, calcaire lutétien, puis conglomérat, calcaire et marne vindoboniens; le plongement reste le même. Les crêtes, orientées parallèlement à la grande faille SW-NE de piedmont

1. Voir fig. 21, p. 126, fig. 18, coupe A-B, p. 115 et pl. B.

s'élèvent doucement vers le SW. Brusquement de la dolérite se substitue à la serpentine, tant sous le Lutétien du Mont Silpius que sous celui du bord du Kosseir. Plus loin vers le SW, la dolérite d'en bas et celle d'en haut tendent à se rejoindre. C'est dans cette extrémité SW du Mont Silpius que se trouvent les plus belles pillow-lavas de la région. Elles se font remarquer par la couleur brun foncé de leurs parties altérées ; elles sont bien visibles de la route de Quayé, une fois qu'est dépassée la petite crête transversale qui relie le Mont Silpius au bord du Koseir. Au-dessous d'elles affleure la dolérite.

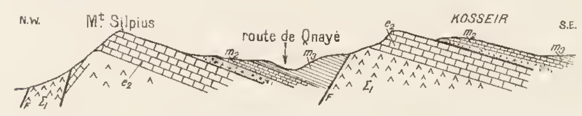


FIG. 13. — N. S d'ANTIOCHE : COUPE TRANSVERSALE DU MONT SILPIUS ET DU BORD DU KOSSEIR.

Σ_1 peridotites serpentinisées.
e_2 calcaires compacts lutétiens.
m_2 poudingues et calcaires de la base du Vindobonien.
m_3 marnes vindoboniennes.

Celle-ci est banale, assez grenue pour s'être altérée en arènes; mais il reste des parties saines (pl. XII, fig. 3, 4). En remontant les ravins, on voit petit à petit la dolérite passer à la pillow-lava. Ce terrain prend d'abord un aspect scoriacé; puis apparaissent des bourrelets rappelant la lave cordée, qui tracent de curieuses courbes et enveloppent une roche altérée noirâtre : en volume, ils forment des poches contenant la roche altérée noirâtre (pl. VI, fig. 2). Aux affleurements frais, les bourrelets se montrent constitués d'un verre noir, friable. Dans le verre se logent des œufs, gros comme des œufs de pigeons ou de poules, ou même plus gros, parfois allongés, dont la coque est vitreuse et l'intérieur semi-cristallin. Il existe de tout petits œufs ou perles, de 2-3 cm de diamètre, entièrement formés de verre noir (pl. VII, fig. 2). Enfin, on devine que le contenu des poches a été finement cristallin. Par places, le verre et des éclats semi-cristallins forment brèche. De petites vacuoles se trouvent dans les éclats semi-cristallins, comme dans les laves. Emballé dans la pillow-lava, se trouve un paquet de plusieurs mètres cubes de roche finement stratifiée, pulvérulente : c'est une *cinérite*. L'épaisseur de la pillow-lava est de 50-200 m.

c) *Le Baer et le Bassit* [1]

Du Dj. Akra et du Kosseir au NW, du Dj. Alaouite au SE, on descend pour se rendre sur les roches vertes du Baer et du Bassit. Cette position basse des roches vertes

1 Voir fig. 22, p. 127, fig. 18, coupe C-D, p. 115 et pl. B.

les a en partie préservées de l'érosion. Vers la côte, le décapage a été profond, les péridotites pyroxéniques affleurent largement, mais vers l'intérieur, les dolérites, les pillow-lavas et la couche à lambeaux sédimentaires entraînés prennent de plus en plus de place dans le paysage. Au S d'El Ordou, les dolérites, malgré leur altération en arènes fragiles, constituent tout un pays de collines. Les pillow-lavas et les lambeaux entraînés, plus fragiles encore, occupent les bas-fonds.

D'autre part, le Baer et surtout le Bassit sont découpés par un dense réseau de failles capricieuses. Le terrain a des creux tectoniques, où les pillow-lavas décomposées, les radiolarites et le sédimentaire entraîné sont également restés préservés. Les formes vives du paysage correspondent aux péridotites et pyroxénolites plus dures. Considéré dans son ensemble, le paysage des roches vertes du Bassit rappelle la tente du Bédouin, dont la toile est soutenue par des piquets saillants, qui parfois la percent : le rôle des piquets reviendrait aux péridotites pyroxéniques, celui de la toile aux pillow-lavas altérées emballant des radiolarites et des sédiments divers. Du fait du percement des péridotites, on croirait que la pillow-lava et les radiolarites sortent en maints points d'en dessous les péridotites. Mais le lever géologique dissipe toute incertitude à ce sujet : les pillow-lavas et sédiments entraînés et les radiolarites constituent bien la plus haute couche du corps des roches vertes, et dans les grands ensembles que révèle la carte géologique, les divers constituants du corps des roches vertes se succèdent comme dans le Kizil Dagh et le Kara Mourt, de façon parfaitement claire.

En venant de Lattaquié vers Qastal Moaf, prenons sur la gauche la piste de Giaour Qrâne, Ras Bassit et Bédroussiyé, qui se détache de la grand'route avant la montée au poste de gendarmerie. Elle traverse pendant longtemps un paysage de collines répondant tout à fait à l'image de la tente bédouine; finalement elle suit la vallée de Sareu Arhatch, qui débouche à la mer à 1 km au SW de Ziaret Khodor. Un sentier se détache là à gauche, en direction du Ras Bassit, tandis que la piste tourne à droite vers les villages du Dj. Akra. Établissons la coupe depuis le Ras Bassit jusqu'au pied du Dj. Akra, à environ 1.500 m au S de la côte (fig. 18, p. 115, coupe C-D).

Au S du Ras Bassit, la côte se dirige vers le SSE. Un versant abrupt, où l'on ne voit que des péridotites pyroxéniques, monte de la mer jusqu'au sommet du *Sirtlanler*, 419 m. Quelques déblais, se détachant en clair sur le fond rouille, signalent l'emplacement d'anciennes prospections de chromite. En arrière du sommet, des gabbros et dolérites se posent sur la péridotite. Le contact entre les deux groupes de roches est net, il peut être suivi sur le terrain. Une branche du contour se dirige vers le N, sur Mouhâdjir, puis suit la côte à petite distance jusqu'à l'embouchure du Nahr Sareu Arhatch ; l'autre branche va vers l'E : la surface de contact s'incline donc vers le NE. Tout le flanc E du Sirtlanler, descendant sur Qaratate et Sareu Arhatch, est formé

de dolérites. Le passage de la péridotite pyroxénique au gabbro et à la dolérite s'étale en largeur sur le terrain, il n'est pas ramassé, comme entre le Kizil Dagh et le Dj. Moussa ; il est net comme le contact entre deux formations sédimentaires, mais aucun caractère ne traduit une discontinuité ou une superposition de deux éruptifs qui n'auraient pas été mis en place simultanement.

Le long de la côte, la péridotite pyroxénique traverse tout juste l'embouchure du Nahr Saren Arbatch. Une terrasse quaternaire de 15 m cache le passage aux gabbros et dolérites. 1.500 m plus loin, sous la coupole blanche du Ziaret Khodor, la dolérite descend dans la mer, tachetée de vert et de rouge pâles; sa structure irrégulière annonce la proximité des pillow-lavas. Et en effet en montant sur le talus au S de la route, on découvre des éclats scoriacés et bulleux et des œufs de pillow-lava. Sur la crête au S, la séparation est nette entre la dolérite à l'W et la pillow-lava à l'E, bien que le passage de l'une à l'autre soit progressif et continu. La surface de contact plonge franchement vers l'E, sous le ravin voisin. Toute la hauteur du versant opposé de la butte de Qazliyé est constituée de pillow-lava. L'épaisseur, exposée, en coupe parfaitement claire, est de l'ordre de 250 à 300 m.

A la base, la dolérite passe insensiblement à une pillow-lava typique, à délit en oreiller et petits œufs ; puis suit une croûte de 2 à 3 m d'épaisseur. Plusieurs fois se répète le même groupe pillow-lava et croûte, jusqu'au sommet de la coupe. La disposition laisse l'impression d'afflux successifs de lave se superposant les uns aux autres.

La butte de Qazliyé est coiffée par du poudingue vindobonien; il faut la contourner par le N pour poursuivre la coupe : presque immédiatement la radiolarite succède à la pillow-lava ; il en existe de jolies coupes a Beit Koumbali ou sur le versant opposé de Beit Ayouche, où ont été faites des saignées en vue de l'exploitation de la pyrolusite associée. La radiolarite s'étend en couche continue dans la vallée de Faki Hassan, pincée en forme de synclinal entre les contreforts du Dj. Akra au N et le massif de Karankoûl au S.

La coupe de Ras Bassit à Faki Hassan donne la suite complète des roches composant le corps des roches vertes. Sur la côte, au SW du Sirtlanler, pointe en effet un substratum, constitué par des aplites. Depuis ces aplites, jusqu'aux radiolarites, la suite est continue. La seule impression d'afflux successifs est donnée par le détail des 250-300 m de pillow-lava ; elle n'autorise aucune scission dans la suite observée. D'un bout à l'autre de la coupe, le complexe éruptif reste toujours franchement incliné vers le NE ou l'E.

Il en est de même jusqu'à quelque distance au S du tracé suivi, ainsi sur la ligne passant par le sommet du Sirtlanler et par Filik. Des péridotites du Sirtlanler, à 419 m, on descend progressivement, vers l'E, jusqu'aux basses collines de radiolarites de Filik.

Au delà, un brusque ressaut topographique mène au massif de Karankoûl, 650 m.

D'au-dessous les radiolarites de Filik, la pillow-lava se dresse et monte le long du ressaut, plaquée contre des amphibolites fortement redressées, de direction NW-SE. Au sommet du massif, des péridotites pyroxéniques se posent sur des amphibolites. Une coupe en direction de l'ENE, passant par El Ordou, montrerait à nouveau la succession classique : péridotites, pyroxénolites péridotiques, gabbros, dolérites, pillow-lava, radiolarites, plongeant doucement vers l'intérieur. Le passage de la pyroxénolite à la dolérite se présente au S d'El Ordou, comme dans le Sirtlanler; il ne témoigne d'aucune discontinuité dans la suite des roches vertes et peut cependant être situé à quelques mètres près. Compte tenu des nombreuses failles, il apparaît que le passage de la pyroxénolite au gabbro et à la dolérite s'accomplissait originellement selon une surface de forme simple, laquelle, lorsqu'elle n'a pas été déformée ultérieurement, rappelle la surface de contact entre deux formations sédimentaires. Il ne peut cependant être affirmé que cette surface ait été plane, elle pourrait très bien avoir été bosselée, mais il ne peut être précisé à quel point.

La surface de passage de la dolérite à la pillow-lava est par contre souvent plus difficile à définir qu'à Ziaret Khodor. Les deux roches présentent parfois tant de similitude qu'une distinction et le tracé d'une limite paraissent arbitraires.

La Monchiquite de Turkmenli et Qérannja (Bassit)[1].

La couche superficielle basaltique des roches vertes garde habituellement, sur des étendues plus ou moins vastes, l'un de ses divers aspects tels que ceux de basalte altéré, de pillow-lava typique ou de brèche et tuf volcanique. La monchiquite se présente au sein de cette couche comme un accident localisé, sous forme de blocs à gros cristaux noirs d'amphibole et de pyroxène. Nous en connaissons deux gisements, à proximité de la grand'route Lattaquié-Kessab et nous l'avons aussi trouvée à l'état remanié, ainsi dans le poudingue miocène qui recouvre la pillow-lava de Ziaret Khodor.

L'un des gisements se situe au-dessus de *Turkmenli*, à 1.500 m au N de Qastal Moaf. Le minuscule village est construit sur un versant entièrement constitué de pillow-lava friable, pulvérulente, à cristaux de pyroxène de 2-1 mm de longueur. A une centaine de mètres à l'E, des blocs de monchiquite gisent épars au milieu de la terre arable. Ils ne sont pas visibles en place dans la pillow-lava, mais ils sont sur le lieu de leur gisement. Ils appartiennent peut-être à un filon non encore localisé; toutefois, ils ne paraissent pas constituer un corps étranger dans la pillow-lava ; au contraire ils donnent l'impression d'en faire partie, d'en représenter une forme accidentelle.

1. Voir fig. 22, p. 127.

En association avec ces blocs de monchiquite bien caractérisée se trouvent des blocs de basalte bulleux et scoriacé, à hornblende brune (v. pl. XVII et XVIII).

D'autre part on trouve dans la pillow-lava de Qastal Moaf des passages à des roches du type des pépérites, formées de petits grains arrondis de roche basaltique à hornblende brune et accessoirement à biotite et d'une gangue de calcite.

La monchiquite se présente dans des conditions semblables sur la crête au-dessus de Qérannja, exactement à 2.200 m au N du passage submersible de la route Lattaquié-Qastal Moaf sur le Nahr Bellourane.

CHAPITRE III

LES RADIOLARITES

Des sédiments variés recouvrent les roches vertes, tranquillement, et le stratigraphe peut y reconnaître le Sénonien et le Tertiaire des régions avoisinantes. Mais il est une catégorie de sédiments qui sont épars à la surface des roches vertes, par petits paquets, par blocs isolés et qui présentent un faciès inhabituel ; ils sont anormalement siliceux ou silicifiés, souvent rubéfiés ; ceux qui sont calcaires sont marmorisés.

Les plus communs de ces paquets sont constitués de fins lits de jaspe rouge, intensément plissotés : il s'agit de radiolarites (pl. XVI, fig. 2). Les lits ne sont continus que sur quelques dizaines de mètres de longueur (pl. VIII, fig. 2). Mais les paquets de radiolarites sont parfois pressés les uns contre les autres au point de constituer un manteau recouvrant les roches vertes en continuité sur des centaines de mètres, exceptionnellement sur des kilomètres de longueur.

a) *Les radiolarites du Bassit* [1].

A la sortie de Lattaquié, la route d'Antioche traverse pendant 15 km les olivettes et champs de coton du Sahel de Lattaquié; puis elle grimpe à travers des collines marno-crayeuses jusqu'à la cote 128 m et brusquement descend sur la vallée du Nahr Kanndil. Du faîte, la vue s'étend loin vers le N, sur les roches vertes.

Le Nahr Kanndil traverse le pays d'E en W, en traçant à peu près la limite entre le sédimentaire du Sahel de Lattaquié et les roches vertes du N. Vers la côte, des marnes grises sénoniennes débordent au delà du Nahr Kanndil, sur les roches vertes. Elles ne reposent en général pas à même les roches vertes : à main droite, on voit sortir d'au-dessous d'elles un terrain rougeâtre, à surface douce, qui s'incline doucement vers le S et descend jusqu'au Nahr Kanndil. Malgré un aspect tranquille, il est fort tourmenté : de petits ravins qui l'entaillent montrent des radiolarites capricieusement plissotées et redressées en tous sens, qui donnent l'impression de s'être ecrasées contre elles-mêmes.

1. Voir fig. 22, p. 127.

Ces radiolarites reposent sur de la dolérite. Certaines se présentent sous forme de jaspe rouge. Le plus souvent elles sont rosées, friables. Vers la marne sénonienne, elles deviennent blanches et tendent à se pulvériser sous le marteau ; on a l'impression d'un passage de la radiolarite typique à la marne sénonienne.

Des paquets de radiolarite rouge se trouvent tout le long de la route jusqu'à 500 m avant le poste de gendarmerie de Qastal Moaf. La route est taillée en tranchée à travers l'un d'eux. On reconnaît aussi de la pillow-lava altérée, du tuf volcanique à feuillets de mica noir (pl. XVII, fig. 4), qui ne sont pas remaniés et qui emballent des lambeaux de quelques mètres cubes, parfois des blocs ou fragments de radiolarite rouge : cette radiolarite ne peut être que contemporaine ou antérieure à la mise en place des roches vertes.

Dans le synclinal pincé de *Faki Hassan*, les radiolarites s'étendent à nouveau en couche au-dessus des pillow-lavas, comme à Kanndil Jouk. Elles sont imprégnées de pyrolusite, tantôt sous forme de filonets diffus, tantôt sous celle de lentilles compactes de quelques mètres de diamètre, jamais sous celle de couches continues (pl. XVI, fig. 2).

Les radiolarites du Bassit et du Baer donnent l'impression de s'être déposées sur les roches vertes, et d'avoir été déchirées en lambeaux pendant leur mise en place. Mais leurs contorsions et plissotements pourraient tenir aussi à d'autres causes, en particulier à la plasticité d'un tel matériau, semblable à celle de fins lits de silex. Enfin, de nombreuses coulées de boue dans la zone des radiolarites montrent que le désordre de celles-ci peut être causé aussi par la solifluxion et qu'il continue à s'accentuer jusqu'à aujourd'hui.

b) *La bordure des radiolarites dans le Kurd Dagh.*

L'étude du Kurd Dagh conduit à des vues nouvelles : les radiolarites s'y étendent franchement au delà de la limite des roches vertes. Elles n'ont donc pas pu être apportées par elles, ce qui implique, comme nous verrons ultérieurement, qu'elles sont autochtones et ont été déposées dans des eaux de profondeur modérée et non dans des fonds abyssaux, comme il a parfois été affirmé.

Il n'existe de radiolarites que dans le Kurd Dagh crétacé [1]. C'est un pays de fins plissements courant du SW vers le NE. Les axes anticlinaux sont constitués par les calcaires cénomaniens et turoniens, les synclinaux par des marno-calcaires et marnes sénoniens. Le Kurdh Dag est tronqué à l'W par un grand accident méridien, brisé en une suite de courtes failles, qui, une à une, obliquent vers le NE, le long des plissements, puis s'estompent. Les plis plongent axialement vers le NE et les noyaux

1. Suivre sur la carte au 200.000e ; voir aussi fig. 14.

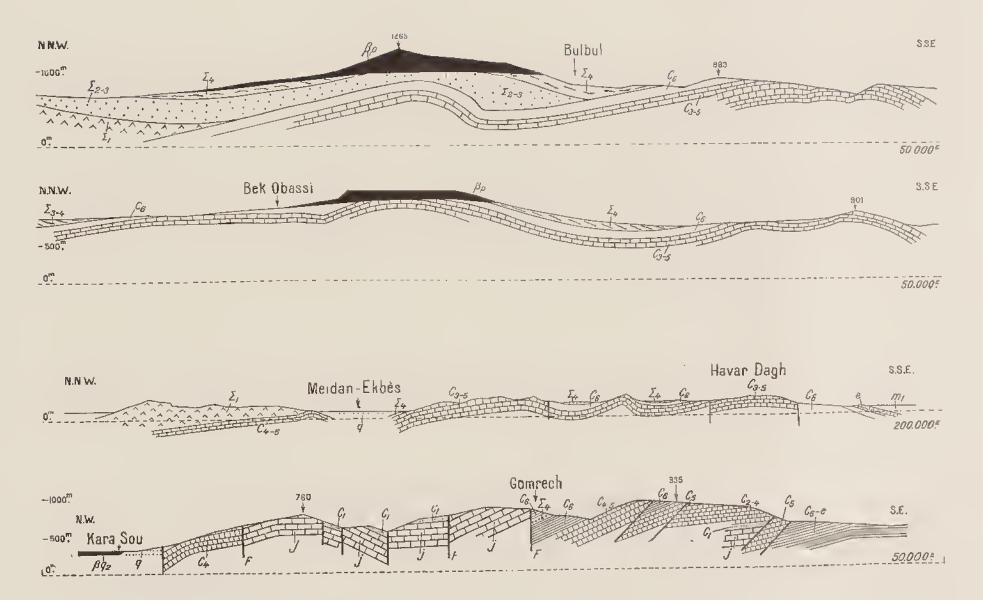


Fig. 14. — Coupes de la bordure NW du Kurd Dagh montrant le débordement des radiolarites Σ_4 au dela des roches vertes Σ_1, $\Sigma_{2\text{-}3}$.

j Jurassique ; *c* Crétacé ; *e* Éocène ; *q* Quaternaire ; β*p* basalte pliocène ; β*q* basalte quaternaire.

calcaires s'enfoncent, à courte distance au delà de la frontière syro-turque, sous d'immenses plaines marneuses sénoniennes et éocènes.

Les plis s'exhaussent vers le NW. Les plus hauts, qui dominent Meïdan Ekbès, plongent, vers le NE, non pas sous des marnes sénoniennes et tertiaires, mais sous des roches vertes. Un large pays de roches vertes s'étend en effet immédiatement au N de la frontière syrienne. Le trajet de Bulbul à Bek Obassi, Benndirek et jusqu'à la plaine de Meïdan Ekbes, en donne une excellente vue d'ensemble.

A distance, au N, d'imposants massifs de péridotites pyroxéniques sont aisément reconnaissables à leur relief pyramidal et à leur couleur sombre, teintée de rouille. Au bas de Bek Obassi, une bande de gabbros et de dolérites finement ravinés se détache en clair. Contre les hauteurs de Bek Obassi s'appuient des radiolarites et lambeaux sédimentaires divers, emballés dans une argile rouge. On se trouve sur le bord d'un grand corps de roches vertes.

Celui-ci a été décapé par une large surface d'érosion vraisemblablement miocène, sur laquelle s'est répandue une nappe basaltique, qu'on est tenté d'attribuer à la grande période de volcanisme du début du Pliocène. L'érosion a entamé les roches vertes autour du basalte et sans doute aussi la marge du basalte ; mais celui-ci est resté en partie préservé et montre toujours la surface d'érosion, coupant presque horizontalement le bombement de roches vertes. Du cœur de celui-ci vers le SE, vers le Kurd Dagh crétacé, se succèdent les péridotites pyroxéniques, les gabbros, les dolérites, les pillow-lavas et les radiolarites. Puis le substratum crétacé sort tranquillement d'au-dessous les pillow-lavas et les radiolarites.

Ce grand corps de roches vertes du territoire turc se situe au N de la ride calcaire SW-NE passant immédiatement au N de Bulbul. La pillow-lava cependant déborde par-dessus celle-ci et s'avance en poche jusque dans le *synclinal du Bulbul*. Elle a participé au plissement, et avec elle, la radiolarite qui la recouvrait. Celle-ci a été décapée de la partie haute de la ride, mais elle subsiste sur les flancs. Elle plonge avec la pillow-lava jusqu'au fond du synclinal de Bulbul, puis, *seule, s'étend au delà et grimpe sur le flanc NW de la ride voisine* : elle repose là à même le marno-calcaire sénonien.

De ce point jusqu'à une dizaine de km au SW, la radiolarite tapisse toute la largeur du fond synclinal, posée toujours à même la marne sénonienne. Elle franchit même l'anticlinal voisin au S et au delà, sur 4 km de longueur, occupe le fond du synclinal suivant.

Les radiolarites dépassent ainsi la limite des roches vertes sur une profondeur d'une dizaine de km.

Dans cette aire marginale, elles n'ont pas pu être apportées par les roches vertes : elles doivent s'y trouver sur les lieux mêmes où elles se sont formées.

La structure tourmentée ne peut plus s'y expliquer par les déformations du substratum. De loin en loin on en rencontre des paquets non plissotés, reposant en con-

cordance sur le substratum marno-calcaire. En de rares points on peut même observer une silicification progressive de la marne sénonienne, aboutissant à la radiolarite. Ces faits semblent confirmer un lien stratigraphique entre la radiolarite et son substratum. Mais fréquentes sont aussi les radiolarites déchirées en petits lambeaux désordonnés ; leur désordre ne peut être expliqué que par des décollements et glissements à la surface du marno-calcaire. Il ne faut voir là qu'une manifestation d'une déformabilité capricieuse de roches siliceuses finement litées, telles les radiolarites ou les bandes de silex communément interstratifiées dans la base du Sénonien ou dans la base de l'Éocène de la Syrie. Cette propriété s'accentue lorsque, comme c'est le cas pour les radiolarites du Kurd Dagh, le sédiment associé est marneux, plastique et glissant.

CHAPITRE IV

LES ROCHES ÉTRANGÈRES EMBALLÉES PAR LES ROCHES VERTES

Lorsque, venant de Lattaquié, on arrive à Qastal Moaf, la vue se dégage en direction du Ras Bassit, sur la vallée de Kéchich [1]. Dans le paysage on identifie sans difficulté des crêtes et sommets de péridotites pyroxéniques, durement sculptés, densément boisés ; à leur pied, des champs rougeâtres, nus, parsemés de blocs calcaires, occupent les bas-fonds et remontent les versants, comme s'ils étaient accrochés à ces massifs de péridotite.

Ils remontent aussi le versant de Qastal Moaf, jusqu'au-dessus de la route ; ils sont entaillés par la route sur des centaines de mètres de part et d'autre du poste de gendarmerie.

Sur le flanc de coteau, on aperçoit de petits massifs de calcaire gris ou rose, formés de blocs de plusieurs mètres cubes ou dizaines de mètres cubes, irrégulièrement juxtaposés. Ils ont été exploités pour approvisionner la route en matériaux d'empierrement ou pour être sciés et polis et servir de pierres ornementales : les plaques sont communément grises et roses, plus rarement roses et vertes. Des lambeaux de radiolarite sont associés aux calcaires, dans le même fond argileux rougeâtre. A l'un des derniers tournants de la route, avant d'atteindre le palier de Qastal Moaf, se trouve enfin un petit massif de schiste métamorphique.

Les entailles de la route montrent la structure intime de la formation qui contient tous ces blocs hétérogènes. Les blocs sont noyés dans une masse noirâtre, terreuse, une pillow-lava très altérée. Par places on y découvre de la brèche volcanique, des cinérites. Le tableau des blocs emballés dans la pillow-lava est le même que celui des blocs mis à nu à flanc de coteau : radiolarite plissotée, en petits paquets ou blocs de toutes dimensions, jusqu'à la grosseur du poing, blocs calcaires rubéfiés ou encore paquets de schiste métamorphique.

Des roches de cet habitus sont inconnues dans les formations sédimentaires en place des régions voisines. On voudrait en connaître l'identité et la provenance.

1. Vers l'embouchure, celle-ci s'appelle vallée de Sareu Arbatch.

De tels champs terreux rouges, parsemés de blocs divers, sont communs dans le Baer et le Bassit, dont ils constituent l'un des paysages familiers. En les parcourant, on est étonné par la variété de roches qui les jonchent, mais on finit par reconnaître certains types et par les identifier en partie.

a) *Trias.*

Les plus anciens sédiments affleurant dans la montagne Alaouite ou au Djebel Akra sont jurassiques, vraisemblablement jurassiques moyens. La présence de Trias fossilifère parmi les roches vertes du Bassit paraît donc à priori fort surprenante.

Il en existe une butte d'une vingtaine de mètres de hauteur et de 200 m de longueur, à 1,5 km au N du Nahr Kandil, immédiatement à l'W du Nahr Bellouranc (elle porte la cote 51 sur la carte au 50 000e). Elle est entourée de champs et ses rapports avec les autres terrains voisins ne sont pas visibles.

Aucun banc n'affleure sur la butte, celle-ci est simplement jonchée de calcaires fissiles, gris-clair, et de calcaire gréseux d'un gris plus foncé. En un point du versant NW, les paysans, en faisant une fouille en profondeur, ont soulevé quelques dalles de 50-60 cm : c'est là que nous avons ramassé, à maintes reprises, des plaquettes couvertes de *Daonella* et *Halobia*. En l'absence de toute stratification apparente et devant la répartition irrégulière des blocs calcaires ou gréseux, tout essai stratigraphique est vain (voir p. 35).

Les mêmes plaquettes calcaires à *Daonella* et *Halobia* se retrouvent dans une petite fouille, dans le talus de la route, en face de la colline triasique. Il s'agit là seulement de quelques blocs isolés, juxtaposés aux radiolarites et non interstratifiés : aucun lit de calcaire ressemblant au calcaire triasique ne se trouve interstratifié parmi les fins lits de radiolarite.

De semblables plaquettes triasiques fossilifères jonchent les abords de la route de Faki Hassan à Barhtché Rhaz (et Kessab), au pied de la crête calcaire du Seldiren.

b) *Jurassique.*

Les calcaires gris ou roses éparpillés parmi la pillow-lava font penser au Jurassique ou au Cénomanien des grands massifs voisins. Mais la pauvreté en faune du Jurassique laisse peu d'espoir d'en identifier des blocs isolés. Ses seules assises vraiment fossilifères sont les récifs de son sommet, où se trouvent en abondance des Stromatopores, des Polypiers, des Nérinées et Ampullines ; pour identifier le Jurassique parmi les blocs épars à la surface des roches vertes, il faudrait avoir la chance d'en trouver qui proviennent de ces assises.

De la grand'route Lattaquié-Antioche, à 1.500 m au N de l'amorce de la piste du Bassit, une piste se détache sur la droite : elle mène à Séraya et Guébelli. Peu après

la traversée du Nahr Bellourane, elle s'engage sur les péridotites pyroxéniques et serpentines ; elle en sort à environ 5 km de Seraya, au hameau de Beit Baldeur, pour traverser un terrain nu, parsemé de rochers calcaires et gréseux; on reconnaît la couche superficielle des roches vertes.

Une faille sépare la péridotite du nouveau terrain. Dans son voisinage, un peu d'amphibolite est visible dans le talus de la route. Plus loin, des blocs calcaires gris et roses sont éparpillés dans les buissons de part et d'autre de la route. Ces blocs nous ont fourni des Stromatopores et *Cladophyllia* cf. *articulata* M. Edw. et Haime. D'après J. Pfender, les Stromatopores seraient les mêmes que ceux du Jurassique terminal de Syrie ou du Liban ; le *Cladophyllia*, déterminé par M. Alloiteau, serait une forme de l'Oolithique moyen de l'E de la France. La présence de nombreux rognons de silex dans le calcaire semble confirmer que les blocs gris et roses proviennent des assises terminales du Jurassique (voir p. 40).

c) *Aptien*.

A 300 m des blocs jurassiques de Beit Baldeur, la route fait un coude dans un ravin : au-dessus se trouvent, sur 300 m de long, des blocs de grès ou de calcaire détritique gris (pl. VII, fig. 1). Ces sédiments rappellent l'Aptien du Liban. Effectivement, le calcaire détritique renferme des *Orbitolina conoidea-discoidea* Gras, espèce aptienne; mais celles-ci sont associées à des microfaunes cénomaniennes-turoniennes [1] : le calcaire détritique est donc cénomanien-turonien.

Néanmoins, les *O. conoidea-discoidea* fournissent un renseignement stratigraphique intéressant : elles se sont développées sur un rivage baignant des terrains quartziques, car leur test, arénacé, inclut des fragments anguleux de quartz (pl. XIX, fig. 2). Or, au Djebel Alaouite ou au Djebel Akra, l'Aptien repose directement sur les calcaires jurassiques et il est exclusivement marneux et calcaire ; ses Orbitolines n'y sont pas arénacées (pl. XIX, fig. 1).

Le même calcaire détritique cénomanien-turonien à Orbitolines aptiennes a été trouvé à 2 km au NNE de Guebelli, sur le flanc NE de la colline éocène cotée 685 m (sur le sentier qui se détache de la piste de Képir à 600 m au N de Guébara et contourne la colline éocène par le N).

d) *Cénomanien-Turonien*.

Dans toute l'étendue des massifs libano-syriens, le Cénomanien et le Turonien sont représentés par de puissants calcaires finement lités, clairs, alternant de loin en loin avec des bandes marno-calcaires ; les fossiles abondent : Ostréidés, Radiolitidés, Nérinées, etc...

1. Nous devons cette remarque à J. Cuvillier.

Ces calcaires plongent sous les roches vertes au coin NW du Djebel Alaouite et au Djebel Akra. Ils se trouvent aussi en blocs isolés à leur surface.

Le long de la piste du Ras Bassit s'étend, au bas du village de Giaour Qrane, un champ rouge, uni, à blocs épars, recouvrant de la pillow-lava. A l'E. à 500 m de distance, il bute, le long d'une faille N-S, contre un massif de péridotite pyroxenique. Un groupe de blocs calcaires gris, un peu plus gros que les autres, se situe un peu au-dessous du niveau du village, à proximité immédiate de la faille. Les blocs sont pétris d'*Eoradiolites lyratus* Conrad, l'une des espèces les plus communes du Cénomanien-Turonien des régions voisines (pl. II, fig. 2).

En suivant la faille vers le N et franchissant la crête, on tombe dans des ravins descendant au Nahr Kechich. Là se trouvent encore des blocs arrachés à un récif à *E. lyratus*.

Toujours en même position par rapport aux roches vertes, nous avons trouvé, sur le versant montant d'El Ordon, vers l'E., vers Yeyla, une *Ostrea flabellata* Goldf.

Nous avons précisé déjà que les Orbitolines aptiennes de Beit Baldeur se trouvent remaniées dans un calcaire détritique à microfaune cénomanienne-turonienne. Dans ce calcaire détritique se trouvent des fragments anguleux de quartz, semblables à ceux qui sont inclus dans le test des Orbitolines, puis des fragments d'une roche éruptive microlitique et de radiolarites. Nous ne connaissons pas ailleurs en Syrie de sédiments cénomaniens-turoniens d'un tel faciès.

Assez communément se trouvent à la surface des roches vertes des blocs brun foncé, extrêmement durs ; la cassure, verte, tirant par places sur le gris bleu, montre une structure grenue. La roche donne l'impression d'être d'origine éruptive; il s'agit en fait d'une roche carbonatée, vraisemblablement d'une dolomie en gros rhomboèdres, pénétrée par des sels de fer et peut-être par de la silice. Des dolomies de même grain sont connues soit dans le Jurassique, soit au sommet du Cénomanien, immédiatement sous le calcaire récifal clair turonien. Il semblerait que certains blocs bruns proviennent de ce dernier niveau.

Une relation entre les blocs dispersés à la surface des roches vertes et le sédimentaire en place est visible au pied du Djebel Akra, à l'E de Kessab. Le calcaire cénomanien-turonien y plonge, en pente abrupte, sous la couche à lambeaux et à pillow-lava; plus bas, dans le cirque d'El Ordon, suivent les dolérites et les gabbros et beaucoup plus loin les péridotites. Du flanc du Djebel Akra s'est décollé un large panneau, qui paraît à peine déplacé de sa position originelle. Sa partie haute s'applique contre le flanc calcaire, sa partie basse plonge au milieu des lambeaux, dans la pillow-lava. Le panneau est un seul bloc continu. Sa partie haute montre le calcaire dans son aspect clair, habituel ; la partie basse, plongeant dans la pillow-lava, est rubéfiée, silicifiée,

Cet exemple montre clairement que les blocs calcaires rouges et roses de la surface des roches vertes sont tout simplement des calcaires épigénisés, originellement clairs, provenant du sédimentaire de la région.

c) *Sénonien.*

Le Trias ramené en surface le long du Djebel Akra et le panneau cénomanien-turonien commençant à se détacher de son flanc et baignant dans la pillow-lava laissent l'impression que parfois les blocs nageant à la surface des roches vertes ont été simplement soulevés du substratum et transportés à petite distance ; de plus, du fait de leur association avec les roches vertes, ils ont subi une épigénie, peut-être un certain métamorphisme. Le contact du Crétacé du *Kurd Dagh* syrien avec les roches vertes adjacentes au N donne des impressions semblables.

Le long du trajet de Bek Obassi à Benndirek, en direction de Meïdan Ekbès, on voit le Crétacé du coin NW du Kurd Dagh syrien plonger en flexure, voire en faille, sous les roches vertes. Le haut des versants est constitué de calcaires cénomaniens-turoniens ; au bas, se plaque, contre ceux-ci, du marno-calcaire gris-jaune, sénonien. Les roches vertes, ou pour préciser, la couche à radiolarites et la pillow-lava, s'appuient sur ces marno-calcaires.

A un moment, la frontière suit une crête, qui est séparée du massif cénomanien-turonien par un profond ravin. Sur la crête se trouve une dalle de calcaire marmoréen blanc à bandes de silex serrées, présentant des renflements et rétrécissements irréguliers ; cette dalle repose sur de la pillow-lava, laquelle descend jusqu'au fond du ravin, à 50-100 m plus bas.

Nous avons cherché sur le versant calcaire opposé, dans le sédimentaire en place, un calcaire à silex semblable à celui recouvrant la pillow-lava ; mais vainement. En revenant vers la pillow-lava, nous avons atteint le marno-calcaire sénonien : à son sommet, immédiatement sous la pillow-lava, il se chargeait soudain de lits de silex se présentant exactement comme ceux de la dalle de la crête. Sur le terrain, on se pose la question : la dalle marmoréenne à lits de silex de la crête ne représente-t-elle pas simplement un lambeau sénonien décollé, qui aurait été cuit ?

Remarque relative à des lambeaux vindoboniens des environs de Faki Hassan.

Dans le synclinal de Faki Hassan et jusqu'à Barhtchè Rhaz, de petits massifs calcaires, en grande partie bréchiques, surmontent les radiolarites, dans le même style capricieux que les roches étrangères mêlées à la pillow-lava : ils ne font pas partie de celles-ci. Ce sont simplement des restes de la brèche de base et du calcaire vindoboniens qui sont *transgressifs* sur les roches vertes; leur disposition désordonnée s'explique par les glissements des radiolarites sous-jacentes.



f) *Le métamorphique.*

Il est rare de trouver du métamorphique parmi les roches dispersées à la surface des roches vertes : on en voit dans le talus de la route au S du Qastal Moaf. Sa présence en ce lieu s'explique aisément, car dans cette aire les roches vertes reposent sur du métamorphique, visible en de nombreux affleurements (voir fig. 16, p. 107).

g) *Péridotites pyroxéniques et serpentines.*

Nous avons été amenés à admettre une certaine succession dans le corps des roches vertes. Celle-ci semble infirmée par un fait maintes fois vérifié : parmi les corps étrangers emballés par la pillow-lava, se trouvent couramment des massifs de péridotites pyroxéniques ou de serpentines. Il en est ainsi sur le flanc de la colline de Bulbul, le long de la piste de Bek Obassi, puis dans la descente de Benndirek sur Meïdane Ekbès.

Dans l'hypothèse que les corps étrangers auraient été apportés par le magma, la présence de péridotites et serpentines dans la pillow-lava conduirait à conclure que des massifs solides de péridotite et de pyroxénolite préexistaient en profondeur au moment de la mise en place de la pillow-lava. Et puisque la succession des roches vertes comporte, outre ces roches non feldspathiques, des gabbros et des dolérites, ces dernières devraient se trouver aussi dans la pillow-lava. Or, nous n'y avons pas reconnu jusqu'ici de dolérites. Cette absence pourrait peut-être s'expliquer par le fait que la dolérite, déjà altérable en massifs importants, le serait encore plus à l'état de petits lambeaux de la dimension de ceux qu'on rencontre à la surface des roches vertes. S'il y en eut dans la pillow-lava, ils ont pu se décomposer. Quant à des morceaux de pillow-lava d'une première phase éruptive, emballés dans une pillow-lava ultérieure, ils ne seraient pas discernables, étant donné l'identité des deux matières.

Des *conclusions* essentielles sont à tirer de l'étude sur le terrain de ces curieux massifs et blocs dispersés à la surface des roches vertes.

Ces blocs mêlés aux radiolarites devaient originellement recouvrir les roches vertes du Baer et du Bassit d'un manteau continu, de structure capricieuse. Celui-ci a été déchiré par des failles, érodé sur les reliefs ; des phénomènes de solifluxion en ont encore compliqué la structure.

Le fait que certains blocs soient visibles au sein de la couche superficielle basaltique des roches vertes permet d'affirmer qu'ils sont étroitement liés à la roche verte, qu'ils ne sont pas des éboulis.

Ces blocs ont souvent subi une épigénie, dont la nature reste à préciser ; à première vue, elle paraît consister essentiellement en une rubéfaction et silicification ; les calcaires ont été marmorisés, comme s'ils avaient été cuits.

Ces blocs ne sont pas dispersés à la surface des roches vertes dans un désordre

complet : il semblerait que leur répartition soit commandée par la nature du substratum local, et par conséquent que les blocs n'auraient pas été transportés à grande distance de leur gisement originel.

Ainsi, ce manteau de radiolarites et de roches diverses surmontant les roches vertes, qui est au premier abord peu attrayant à cause de son désordre, à cause de l'altération souvent prononcée de ses roches, est-il susceptible de fournir de précieux renseignements. La présence de péridotites pyroxéniques au sein de la couche basaltique laisse pressentir des phénomènes complexes pendant la mise en place des roches vertes, même si, dans leur ensemble, celles-ci devaient être considérées comme d'une seule venue : cette mise en place n'a pas pu être instantanée, elle a dû se prolonger dans le temps.

CHAPITRE V

LE SUBSTRATUM DES ROCHES VERTES

Grâce à la diversité de leur disposition, les roches vertes du NW de la Syrie et du Hatay laissent entrevoir, au-dessous d'elles, en maints affleurements, un socle constitué de terrains sédimentaires ou métamorphiques; la connaissance de ce support constituera une contribution essentielle à la solution du problème des roches vertes.

Nous voyons d'une part des terrains crétacés s'enfoncer sous la marge des roches vertes, d'autre part des terrains paléozoïques et métamorphiques poindre d'au-dessous leur partie centrale du Bassit et du Baer.

A) *LE CRÉTACÉ S'ENFONÇANT SOUS LA MARGE DES ROCHES VERTES*

Giaour Dagh et Kizil Dagh [1].

Il suffit de regarder d'Alexandrette vers la montagne pour voir les calcaires crétacés s'enfoncer sous les roches vertes.

Le Giaour Dagh a une structure simple [2] : sur un noyau paléozoïque (dévonien ?), repose, avec une discordance angulaire insignifiante, une enveloppe calcaire, mésozoïque. En coupe transversale W-E, les couches montent en flexure au-dessus des plaines littorales, puis se plient et continuent à monter plus doucement, jusqu'au voisinage de la grande faille orientale qui sépare le massif du fossé du Kara Sou.

Le noyau paléozoïque est largement dégagé au N du parallèle passant à 20 km au N d'Alexandrette ; au S de ce parallèle, il est presque complètement enveloppé par des calcaires mésozoïques. Au S du parallèle de Degirmendere, ceux-ci sont, à leur tour, en grande partie enveloppés par des roches vertes.

En face d'Alexandrette, les calcaires montent en demi-voûte au-dessus de la côte. Sur le bord de l'étroite plaine littorale, de la serpentine s'appuie contre le pied de la demi-voûte. Une carrière à ballast montre, avec une parfaite clarté, le contact du calcaire avec la serpentine sus-jacente. Le calcaire est tranquille, il ne porte pas de traces de métamorphisme.

1. Voir fig. 9, p. 53.
2. Voir fig. 4, p. 21.

Au-dessus de la carrière, le calcaire est à nu jusqu'à 800 m ; à cette altitude, les couches se replient assez brusquement et le calcaire s'enfonce, subhorizontal, sous un plateau de péridotites, épais de 250 m. Le long du sentier muletier montant à Degirmendere, nous avons trouvé, au sommet des calcaires de la demi-voûte, un calcaire en plaquettes gris à *Globotruncana* aff. *Lapparenti* Bolli [1], *Globigerina lacera* Ehr, et à Radiolaires : ce calcaire est cénomanien-turonien (voir p. 16).

Le plateau de roche verte qui coiffe la demi-voûte calcaire va en s'amincissant vers le N, en sorte que son substratum apparaît à la faveur de cassures ou de plissements. Dans le col situé à 700 m au NNE du Daz Tèpé (1.796 m), à 7 km au NE de Beilan, nous avons vu la roche verte posée sur la surface horizontale d'une brèche calcaire fine, constituant le terme le plus élevé du substratum calcaire. Les éléments de cette brèche, anguleux ou roulés, sont constitués de calcaire et de serpentine ; la pâte, calcaire, inclut une microfaune homogène, maestrichtienne : *Orbitella media*, *Omphalocyclus macropora*, *Siderolites calcitrapoïdes* (voir p. 52 et Pl. XX, fig. 1).

A 10 km au N, les mêmes couches à *Orbitella media* percent plus largement à travers des pillow-lavas [2].

Au S du col de Beylan, le substratum des roches vertes est presque complètement caché ; cependant, à 10 km au SSW de Beylan, un ravin entame, au-dessous des péridotites pyroxéniques, un calcaire ressemblant au calcaire crétacé qui enveloppe la pointe S du Giaour Dagh (fig. 15).

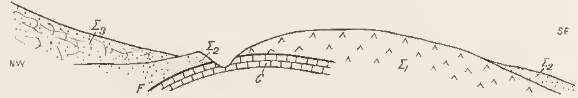


Fig. 15. — A 10 km au SSW de Beylan, à proximité du Kizil Dagh : pointement crétacé apparaissant sous les roches vertes.

c calcaire crétacé. Σ_2 dolérites.
Σ_1 péridotites. Σ_3 pillow-lavas particulièrement puissantes.

Un autre pointement semblable se situe sur le flanc de l'Elma Dagh, le long de la route d'Alexandrette à Nergislik, à 10 km au SSW d'Alexandrette.

En quittant les basses collines néogènes, la route monte en lacets sur un massif de serpentines. A un moment, on apercevait autrefois, dans le talus de la route, taillé en coupe, un immense œuf calcaire, de 6 m de longueur, emballé dans la serpentine. Nous croyions être en présence d'un bloc entraîné par le magma, semblable à ceux de

1. Cette *Globotruncana* nous avait paru être *G. Linnei* du Sénonien (Dubertret, 1936). La détermination a été rectifiée par J. Cuvillier.

2. A proximité immédiate, des couches à *O. media* sont transgressives sur la pillow-lava.

la surface des roches vertes. Nous pensions qu'il en était de même pour une falaise calcaire faisant saillie à proximité immédiate au-dessus de l'œuf. Mais le lever nous a montré que cette falaise atteignait de 100 à 150 m de hauteur et qu'elle s'étendait sur un front de 2 km de largeur, que sa surface était subhorizontale : il ne pouvait s'agir que d'un pointement du substratum. Quant à l'œuf calcaire emballé dans la serpentine écrasée, il peut devoir sa forme à un phénomène mécanique.

Dans toute l'étendue du Kizil Dagh, nous n'avons pas vu affleurer le substratum des roches vertes. Mais il nous semble qu'un jaillissement de gaz inflammable, situé sur le bord W du Kizil Dagh, au-dessus de Kurt Bayi (à 12 km à l'E d'Arsuz), au milieu des péridotites pyroxéniques, témoigne de la présence, à faible profondeur, des mêmes calcaires crétacés qui pointent à Nergislik.

Fossé du Kara Sou[1].

Encaissé entre le Giaour Dagh et le Kurd Dagh, séparé de ces deux régions montagneuses par de grandes failles méridiennes, le couloir suivi par le Kara Sou est un fossé typique. Dans son large fond plat se sont répandues des nappes basaltiques quaternaires, dont l'une, restée d'une extrême fraîcheur de conservation, s'étale dans la plaine tel un tapis de velours noir. Ces nappes s'enfoncent doucement, vers le S, sous les alluvions du Kara Sou et sous les argiles lacustres de l'Amouk. De loin en loin en émergent des collines pointues de péridotite pyroxénique (pl. III, fig. 2).

L'histoire de ce curieux paysage peut être tracée ainsi. Le fossé du Kara Sou devait être ébauché dès l'époque de la mise en place des roches vertes. Celles-ci se sont néanmoins trouvées ultérieurement en relief par rapport aux points bas voisins, l'érosion les a entamées jusqu'aux péridotites pyroxéniques ; celles-ci ont pris leur relief pyramidal caractéristique. Lorsque le fossé s'est parachevé, à la fin du Miocène et à la fin du Pliocène, les vallées ont été colmatées et une plaine s'est formée autour des pointes du relief, qui ont continué à émerger, comme des îles. Enfin, les nappes basaltiques quaternaires ont recouvert la plaine.

Le fossé du Kara Sou se relève doucement de la dépression de l'Amouk vers le N, de sorte que, de petits îlots, les pointes de péridotite pyroxénique gagnent en importance jusqu'à devenir d'importants massifs : au N de Meïdan Ekbès, ils occupent les deux tiers de la largeur du fossé et s'élèvent dans le Katranl Darhi, jusqu'à 600 m au-dessus du Kara Sou. Il n'est donc pas surprenant que même en plein fossé le substratum crétacé des roches vertes finisse par apparaître : il forme un petit dôme à 2 km à l'WNW de Meïdan Ekbès, au pied du grand massif péridotique du Katranl Darhi. Nous n'avons pas pu visiter ce dôme : il semble être formé de calcaire cénomanien-turonien.

Le fossé du Kara Sou présente, en coupe tranversale, la même dissymétrie que les fossés libano-syriens, la Békaa, par exemple. Il est davantage affaissé, tecto-

1. Voir fig. 11, p. 92.

niquement, le long de la faille qui le limite à l'W ; du côté E, il tend à se raccorder avec la région haute voisine. Cette dissymétrie provoque l'affleurement du substratum des roches vertes sur le bord E du fossé du Kara Sou, sous forme du petit dôme de Kara Baba, situé entre la route de Radjou à Meïdan Ekbès, 350 m, et le Kara Sou, 300 m et qui culmine à 150 m. Selon son grand axe, orienté SW-NE, parallèlement aux plissements du Kurd Dagh, il mesure 3,5 km ; sa largeur est de 2 km. Son noyau calcaire cénomanien-turonien est partiellement enveloppé par un marno-calcaire gris-jaune, dans lequel on reconnaît de suite le Sénonien. Contre son flanc N, s'appuie un petit massif de péridotite pyroxénique : la marne sénonienne plonge dessous.

Cette marne, très finement détritique, ne contient pas de grands Foraminifères à l'exception d'un point situé à mi-chemin entre la route et le massif de péridotite pyroxénique, où apparaît un petit banc calcaire détritique à *Orbitella media* (Pl. XIX, fig. 3). Le substratum de la péridotite pyroxénique est donc ici encore maëstrichtien.

Flanc N du Kurd Dagh[1].

Depuis l'Amouk jusqu'à Meïdan Ekbès, les roches vertes se tiennent dans le fossé du Kara Sou. Au delà, elles débordent vers l'E en direction de Bulbul. Nous avons signalé déjà qu'entre Beundirek et Bek Obassi, elles s'appuient sur des marno-calcaires gris-jaunes, sénoniens.

En descendant de Bek Obassi à Bulbul, on atteint, au pied de la colline de Bulbul, la piste de Bulbul à Radjou, qui suit le fond du synclinal de Bulbul. A quelques dizaines de mètres de l'embranchement en direction de Radjou, la pillow-lava repose à même le marno-calcaire sénonien. Le contact, tenu à vif par un ravin, est parfaitement clair : le marno-calcaire y est couronné par un banc de 1 m de poudingue fin, à galets de calcaire et de roche verte et à ciment calcaire, qui rappelle le poudingue maëstrichtien du Daz Tépé (Giaour Dagh). En ce point, comme à la limite de la pillow-lava à l'E de la colline de Bulbul, on est frappé par l'absence de tous phénomènes tectoniques au contact immédiat de la roche verte avec son support : la marne sénonienne plonge sous la pillow-lava aussi tranquillement que si elle s'enfonçait sous une nappe basaltique.

Djebel Akra[2].

Nous avons signalé déjà (p. 27) que les flancs crétacés du Djebel Akra plongent de toutes parts, si ce n'est du côté mer, sous les roches vertes du voisinage ; les plus hauts niveaux identifiés sous les roches vertes sont des marnes sableuses verdâtres à *Globotruncana Linnei* et à Radiolaires : elles sont sénoniennes ; leur âge ne peut être precisé mieux.

1. Voir fig. 14, p. 92.
2. Voir fig. 6, p. 17 et fig. 17, p. 108.

Immédiatement sous la roche verte se trouve un banc bréchique de 1-2 m d'épaisseur, comportant des fragments verts, parmi lesquels ont été reconnus en particulier des dolérites (pl. XVI, fig. 1).

Djebel Alaouite[1].

A l'opposé du Djebel Akra au delà du Baer, les flancs crétacés du Djebel Alaouite plongent aussi tranquillement vers les roches vertes que la marne sénonienne de Bulbul vers la pillow-lava. Mais le contact immédiat entre le substratum et les roches vertes est ici caché par d'épais dépôts vindoboniens et il ne peut être précisé quelles sont les plus hautes couches plongeant sous les roches vertes ; il est clair seulement que les calcaires cénomaniens-turoniens s'enfoncent dessous (p. 50).

Les rapports de la marge des roches vertes avec le substratum peuvent se *résumer* ainsi :

Sur de longs tronçons, du Tertiaire transgressif empiète sur la marge des roches vertes et cache son contour. Là où celui-ci est visible et non faillé, nous avons régulièrement vu des couches crétacées s'enfoncer tranquillement sous la marge des roches vertes.

Le substratum crétacé est habituellement couronné par un marno-calcaire, plus ou moins compact, sénonien. En deux points, nous avons trouvé au sein de celui-ci des bancs détritiques à faune maestrichtienne : *Orbitella media*, etc...

Enfin, dans le Giaour Dagh, dans le Kurd Dagh et au Djebel Akra, le marno-calcaire sous-jacent aux roches vertes se termine par une brèche ou un poudingue fins, calcaires, à éléments rappelant la roche verte : serpentine, dolérite [2].

Le substratum calcaire a été retrouvé en pleine aire de roches vertes, à une vingtaine de km de la périphérie de celles-ci : à Nergislik (10 km au SSW d'Alexandrette) et dans la haute vallée de Bedreken (à 10 km au SSW de Beïlan). Un dégagement de gaz combustible, sur le flanc N du Kizil Dagh, près de Kurt Beyi (12 km à l'E d'Arsouz) nous fait penser que le même substratum crétacé existe sous le Kizil Dagh, massif de roche verte le plus important.

Nulle part nous n'avons observé, au contact des roches vertes et de leur substratum, de perturbations qui puissent justifier l'idée d'un charriage des roches vertes.

B) *LE SUBSTRATUM ANCIEN AU CENTRE DU BASSIT ET DU BAER*

Entre le Djebel Akra et le couloir miocène du Nahr el Kebir, la largeur des roches vertes est de 12 km. De part et d'autre des calcaires et marnes crétacés plongent sous

1. Voir fig. 17, p. 108.
2. Cette curieuse présence d'éléments remaniés de roches vertes au-dessous de celles-ci sera expliquée dans les conclusions, p. 173.

la marge des roches vertes. Or, sur les 2/3 de la largeur de celles-ci est visible, au-dessous d'elles, un substratum constitué de terrains paléozoïques rappelant ceux du Giaour Dagh ou de terrains métamorphiques sans doute plus anciens (Chenevoy, 1952). Il

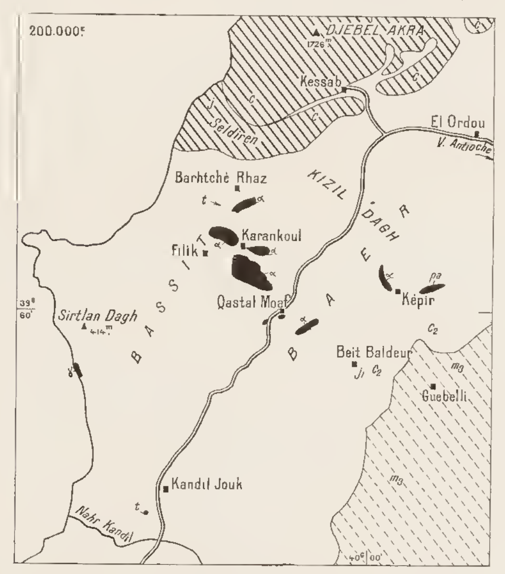


Fig. 16. — Pointements du substratum ancien sous les roches vertes du Bassit et du Baer.

Hachures pleines : le massif jurassique et crétacé du Djebel Akra, partie du substratum des roches vertes.

Hachures en tireté : le Miocène du couloir du Nahr el Kébir, recouvrant le bord SE des roches vertes.

En noir : pointements d'aplite ( ), d'amphibolite (α), de schistes paléozoïques (*pa*) et de Trias (*t*); ces pointements s'étendent aux 2/3 de la largeur des roches vertes comprises entre le Djebel Akra et le Djebel Alaouite.

j Jurassique ; *c* Crétacé ; m_3 Vindobonien marneux.

apparaît le long de failles ou dans des ravins profonds, sur une aire de 60 km². Nous lui rattachons également un pointement d'aplite de la côte du Bassit.

Ces pointements de terrains anciens sont surmontés par les roches vertes, pour préciser, par les péridotites pyroxéniques, sans interposition de sédiments mésozoïques.

L'aplite de la côte du Bassit.

Au S du Ras Bassit, le Sirtlan Dagh, 419 m, se présente comme une puissante pyramide surbaissée. Ses versants SW, SE et N sont constitués de péridotites pyroxéniques, le versant NE de gabbros et de dolérites.

Sur la côte, vers la pointe S du Sirtlan Dagh, entre les ravins nommés Nahr el Kébir et Saqiet el Hammam, affleure une aplite, en partie arénacée. Elle monte du niveau de la mer jusqu'au bas d'un palier d'érosion quaternaire d'environ 35 m, couvert d'éboulis ; ses rapports avec la péridotite pyroxénique du haut du versant ne sont pas clairement visibles.

Dans le haut de la face SE du Sirtlan Dagh, en face du village d'Aïn el Kébiré, une petite falaise blanche, de la même aplite, fait saillie, sur quelques dizaines de m de longueur, au milieu des péridotites pyroxéniques. Enfin, vers le sommet du massif, du côté SW, le sol est jonché de plaquettes d'aplite.

Ces aplites sont difficiles à expliquer. Nous les rattachons provisoirement au substratum ancien, largement dégagé quelques km à l'E, dans le massif de Karankoul.

Les terrains paléozoïques et métamorphiques anciens (?) du Bassit et du Baer.

Le Sirtlan Dagh est le point culminant d'un ensemble structural bas, doucement incliné vers l'ENE, qui à Filik bute contre un autre ensemble structural beaucoup plus vaste, haut, également incliné vers l'ENE. Nous avons décrit les roches que l'on rencontre successivement en traversant ces ensembles structuraux de l'WSW vers l'ENE : des péridotites pyroxéniques on passe aux gabbros, aux dolérites et finalement aux pillow-lavas. Le bloc haut, oriental, est le plus exhaussé dans la zone de son contact avec le bloc bas : dans le massif de Karankoul. C'est dans cette partie qu'un substratum ancien se dégage largement. Plus à l'E il est tout juste entaillé par des ravins profonds ou mis à nu le long de failles.

Pour aller au massif de Karankoul, descendons du poste de gendarmerie de Qastal Moaf vers le NW, sur Kisladjouk Tourkmane, Beit Ouéli Hassane, et suivons à flanc de coteau le sentier passant au-dessus de Tchalqa Mali et conduisant à Karankoul. Depuis la descente sur Beit Ouéli Hassane jusqu'au ravin précédant Karankoul, des amphibolites, fortement redressées et tourmentées, affleurent tout le long du chemin ; leur direction dominante est NW-SE. Par places, les péridotites descendent de la crête voisine au N jusqu'au sentier, et le contact est visible, parfaitement clair. Il peut aussi être suivi à flanc de coteau, à travers le maquis, mais y est plus confus. L'amphibo-

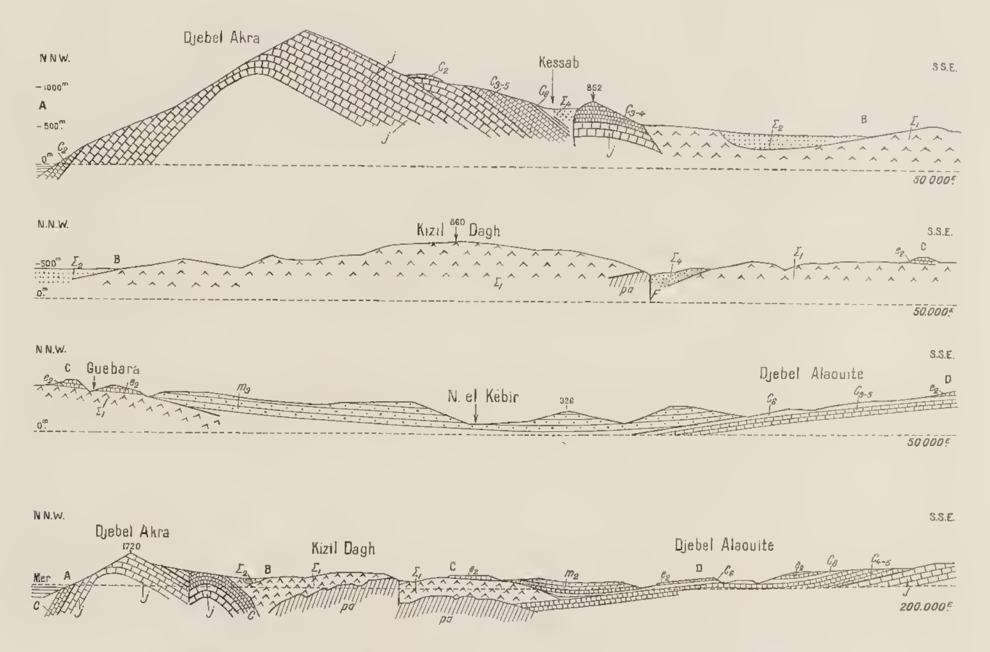


FIG. 17. — COUPE ALLANT DU DJEBEL AKRA AU DJEBEL ALAOUITE ; détail au 50.000^e et ensemble au 200.000^e.

Σ_{1-4} roches vertes ; *pa* Paléozoïque ; *j* Jurassique ; c_{2-6} Crétacé ; e_2 Lutérien ; m_2 Vindobonien.

lite, très fraîche, reste parfaitement tranquille jusqu'au contact avec la roche verte sus-jacente, en l'occurrence une serpentine se divisant en blocs à surface lustrée.

Ce substratum métamorphique se poursuit au NW de Karankoul dans la crête du Djebel Ayourane. Sur 1.500 m de longueur, les strates, redressées sensiblement à la verticale, conservent la direction NW-SE.

Elles conservent approximativement la même disposition le long du sentier ramenant de Karankoul à la grand'route, par le Djebel Daouchane. A l'approche de Turkmenli, elles disparaissent sous des péridotites et serpentines.

Nous rattachons au substratum ancien un petit piton de phonolite néphélinique qui domine le hameau de Beit Cheikh Oueli, à 1 km au S du poste de gendarmerie de Qastal Moaf. Le métamorphique pointe à proximité, dans le fond du ravin passant au pied du Djebel ed Diar, 508 m, à 2,5 km au SSE du poste de gendarmerie.

De Qastal Moal reprenons la route d'Antioche vers le N jusqu'à l'embranchement d'Ain el Haramiyé, puis suivons la piste de Képir. A travers bois, elle longe un ravin entaillé dans les péridotites pyroxéniques. A l'W se trouve un sommet de 779 m, à l'E un sommet de 860 m ; le ravin est à la cote 800 m environ. Sur le dernier km avant le pont de Képir, de l'amphibolite noire affleure le long de la piste. On la voit monter en pointe, d'une vingtaine de m de hauteur, au sein des péridotites. La direction des strates est NW-SE. Au contact de l'amphibolite avec la péridotite, aucun écrasement, aucune brèche tectonique ne sont visibles.

Continuons de Képir vers Guébelli. A 1.500 m de Képir, une piste part sur la gauche en direction de Kara Kilissé. Elle traverse d'abord des péridotites pyroxéniques; à 750 m de l'embranchement, elle atteint du Paléozoïque sous-jacent; 1 km plus loin, celui-ci disparaît à nouveau sous des serpentines. Le lever du contact, dans la forêt, confirme que la serpentine repose sur le Paléozoïque.

Les affleurements du substratum paléozoïque et métamorphique ancien cités ci-dessus ne sont pas les seuls : ce sont ceux qui ont été identifiés jusqu'ici. Ils ne sont guère reconnaissables de loin et pour déterminer l'extension exacte des pointements du substratum, il faudrait fouiller la contrée ravin par ravin, dresser une carte géologique rapportée aux feuilles topographiques au 50.000e de Kessab et Ordou (feuilles dont nous ne disposions pas lors de nos travaux sur le terrain). Les affleurements connus permettent néanmoins de conclure que les roches vertes du Baer et du Bassit reposent, dans leur partie centrale, sur un socle ancien, en partie paléozoïque, en partie peut-être plus ancien.

La surface de ce substratum ne semble pas avoir été troublée par la mise en place des roches vertes. D'une façon générale s'y manifeste, jusqu'au contact, une direction structurale NW-SE, direction aberrante par rapport à celle qui joue en surface, à l'exception de la côte entre le Ras Khanzir et Süveydiyé [1].

1. Nous reviendrons sur ces faits dans nos conclusions (p. 173).

CHAPITRE VI

LA COUVERTURE MAËSTRICHTIENNE TRANSGRESSIVE SUR LES ROCHES VERTES

Nous avons vu que dans le Giaour Dagh, le fossé du Kara Sou, le Kurd Dagh et au Djebel Akra des couches sénoniennes plongent sous la marge des roches vertes, tantôt sous les péridotites pyroxéniques, tantôt sous les dolérites et pillow-lavas. Il a été précisé qu'en certains points ce Sénonien englobait des niveaux fossilifères typiquement maestrichtiens.

Nous avons décrit d'autre part du Maëstrichtien transgressif sur les roches vertes. Celles-ci ont donc été mises en place durant le Maëstrichtien.

Le Sénonien sous-jacent aux roches vertes n'est pas d'un faciès profond ; il comporte des bancs finement détritiques. Les roches vertes sont donc venues sur un fond de mer qui n'était pas abyssal. Or, leur épaisseur se chiffre par milliers de mètres ; elle a atteint 3-4.000 m. La venue d'une masse aussi puissante sur un fond de mer non abyssal devait se répercuter sur les faciès : ceux-ci sont devenus en partie néritiques, voire littoraux, certaines aires ayant même émergé.

D'autre part, des déformations tectoniques marquées ont accompagné la venue des roches vertes.

Par la distribution de ses divers faciès, par ses conditions de gisement, la couverture maëstrichtienne transgressive sur les roches vertes nous permet de reconstituer, dans une certaine mesure, la topographie sous-marine et émergée qui est résultée de la mise en place des roches vertes, et de suivre les phénomènes tectoniques qui l'ont accompagnée.

De la distribution des divers témoins de l'ancienne couverture maestrichtienne transgressive sur les roches vertes résulte que celle-ci a été fort étendue. Puisque d'autre part du Maëstrichtien marin se trouve sous les roches vertes, on serait tenté d'en déduire que la mise en place eut lieu essentiellement sous la mer.

Cette conclusion, juste pour certaines aires, ne peut être généralisée. La couverture maëstrichtienne des roches vertes fournit le témoignage précis de l'émersion de certaines parties du corps des roches vertes au moment de sa mise en place.

Pourtour du Djebel Akra.

Rappelons le développement stratigraphique du Maestrichtien transgressif sur les roches vertes dans l'aire comprise entre le Nahr Kanndil (20 km au N de Lattaquié) et l'Oronte inférieur [1].

A Kanndil Jouk, des marnes à Globigérines reposent directement sur les radiolarites. A partir de Tronndji, des poudingues à galets de roches vertes et de radiolarites, ainsi que des calcaires détritiques apparaissent à la base de ces marnes. A Giaour Qrâne, des terrains détritiques semblables contiennent une riche faune de grands Foraminifères maëstrichtiens. Sur le bord oriental de la cuvette d'El Ordou, à Yeyla, le poudingue devient terrigène ; un récif à gros Rudistes maestrichtiens est incrusté dans sa surface ; dessus suit un calcaire détritique, contenant la même faune de grands Foraminifères que le calcaire détritique de Giaour Qrâne. Il passe, vers le haut, à de la marne à Globigérines. Sur le bord N du cirque d'El Ordou, à Çinar, un calcaire compact saumâtre se substitue à la marne à Globigérines. A Harbiyé, les roches vertes sont recouvertes par un poudingue terrigène et sur celui-ci repose le calcaire compact, saumâtre ; le calcaire détritique a disparu. Enfin, au petit Djebel Samaan, le calcaire saumâtre repose directement sur les péridotites pyroxéniques : le corps des roches vertes a donc subi un profond décapage avant le dépôt du calcaire saumâtre.

En résumé, du Djebel Alaouite jusqu'au petit Djebel Samaan, les couches reposant sur les roches vertes passent graduellement d'un faciès relativement profond à un faciès littoral, puis à un faciès saumâtre ; au delà se révèle un ancien relief de roche verte, qui a subi un décapage marqué avant que la mer ne transgresse dessus, par suite d'un phénomène de subsidence postérieur à la mise en place des roches vertes.

Elma Dagh.

A Soguk Oluk, des calcaires récifaux maestrichtiens reposent directement sur les péridotites pyroxéniques. Là encore il y a eu émersion et érosion après la mise en place des roches vertes, et ensuite transgression marine.

Kurd Dagh

Nous avons signalé un poudingue à galets de roches vertes et de radiolarites interstratifié dans les marno-calcaires sénoniens, au SW de Radjou. Il apporte un nouveau témoignage de l'émersion et de l'érosion des roches vertes aussitôt après leur mise en place.

1. Voir fig. 6, p. 17 et fig. 22, p. 127.

CHAPITRE VII

ÉPAISSEUR ET ÉTENDUE DES ROCHES VERTES

Le problème des roches vertes ne peut être entièrement posé sans que soient données quelques indications sur l'importance de leur développement dans le sens vertical et dans le sens horizontal, c'est-à-dire en épaisseur et en étendue.

A) *L'ÉPAISSEUR DES ROCHES VERTES*

Nous savons que les roches vertes du Bassit et du Baer reposent sur un substratum, puisque nous voyons celui-ci apparaître en maints affleurements. Il en est de même pour celles qui enveloppent le plongement S du Giaour Dagh. Nous soupçonnons l'existence d'un semblable substratum sous les roches vertes du fossé du Kara Sou et sous celles du Kizil Dagh.

L'appréciation de l'épaisseur des roches vertes est donc possible, mais certes pas aisée, puisque les roches vertes ne sont pas stratifiées et puisque, dans des régions comme le Bassit et le Baer, elles ont été fort perturbées depuis leur mise en place. Néanmoins les limites entre les différentes roches qui les composent donnent une indication d'un pendage général, dont il peut être tenu compte pour le calcul des épaisseurs.

La disposition de la surface de contact, souvent très nette, entre les roches profondes non feldspathiques et les roches superficielles feldspathiques, permet la meilleure appréciation de ce pendage. Dans les pillow-lavas, elle est fournie par l'inclinaison des alternances de pillow-lava typique et de sortes de croûtes qui s'insèrent dans leur masse. Malheureusement, les roches feldspathiques fragiles ne se juxtaposent le plus souvent aux roches non feldspathiques plus résistantes qu'au bas de flexures, voire de failles, et dans ces cas les calculs des épaisseurs sont faussés. Le mieux que l'on puisse faire alors, c'est d'apprécier la profondeur de l'encaissement des ravins.

a) *Giaour Dagh*.

Dans le Giaour Dagh, on voit les péridotites pyroxéniques se poser sur le Crétacé. L'épaisseur visible comprise entre le Crétacé et le Lutétien transgressif, le long du torrent débouchant à la mer à Kötü Göl, à 4 km au NE d'Alexandrette, est de 500 m.

b) ***Fossé du Kara Sou.***

Dans le Fossé du Kara Sou, le Katranl Darhi, entièrement constitué de péridotites-pyroxéniques, s'élève à 650 m au-dessus de la plaine basaltique d'où il émerge. Le substratum crétacé constitue un petit dôme à sa pointe S : l'épaisseur de l'éruptif non feldspathique est donc de 650 m au moins.

c) ***Elma Dagh*** (SSW d'Alexandrette).

Le secteur N de l'Elma Dagh est constitué de péridotites pyroxéniques. Le substratum crétacé y pointe sur la route de Nergizlik, à 800 m d'altitude; sa surface plonge doucement vers le SE. Or, les péridotites pyroxéniques montent dans cette direction jusqu'à 1.405 m (au-dessus de Soguk Oluk). La différence d'altitude entre le pointement du soubassement et le sommet est de 500 m ; en extrapolant jusque sous le sommet la pente du substratum visible à l'affleurement, ce qui est certes aléatoire, on aboutit à une épaisseur d'au moins 1.000 m de péridotites pyroxéniques.

Une coupe depuis les pointes maestrichtiennes d'Uç Oluk vers le NW, jusqu'au Depe Dagh, 1.135 m, donne un ordre de grandeur des épaisseurs des groupes supérieurs de roches vertes : au moins 500 m pour les dolérites, environ 500 m pour les pillow-lavas.

d) ***Kizil Dagh et Kara Mourt*** [1].

L'exclusive présence de roches non feldspathiques dans un massif montagneux profondément raviné de 32 × 17 km, soit de plus de 500 km² et l'absence de pointements du substratum ou de chapeaux de roche feldspathique, implique pour ces roches non feldspathiques une épaisseur considérable.

Le Kizil Dagh constitue un horst ; ses couches peuvent néanmoins s'infléchir sur sa périphérie, comme dans les autres horsts de la bordure orientale de la Méditerranée. Ses flancs NNW et SSE ne permettent donc guère une évaluation des épaisseurs. Cependant à son coin du Ras Khanzir, le *Kara Çay*, au-dessus de Haymé Sekissi, entre les sommets de Kara Kaya et de Sari Douz, s'encaisse de 1.000 m dans les péridotites et pyroxénolites.

La façade WSW du Kizil Dagh est tronquée par une faille. Comme souvent le long de telles grandes failles, une tranche de la façade s'est décollée et affaissée : mais elle ne monte pas plus haut qu'à 250 m au-dessus du niveau de la mer. De 250 à 1.500 m, à l'Ikiz Tèpè, la roche est en place et le versant donne bien une coupe du Kizil Dagh. Là encore, il est possible qu'une certaine courbure existe en direction de la côte. Mais on peut constater qu'un ravin au S de l'Ikiz Tepe, l'*Ak Cay*, s'encaisse de 1.400 m dans les péridotites pyroxéniques. Une coupe transversale du Kizil Dagh allant de Kesrik

1. Voir fig. 18, coupe A-B, p. 115.

(sur le golfe d'Alexandrette) à l'Ikiz Tepe et au Djebel Moussa montre que le chiffre de 2.000 m comme épaisseur des péridotites pyroxéniques n'a rien d'excessif [1].

La continuité des gabbros et dolérites dans le *Kara Mourt* implique également pour ces roches une grande épaisseur. Dans la partie NE du Kara Mourt, on n'en aperçoit que la partie haute. La coupe la plus complète est celle allant d'Ikiz Tepe au Djebel Moussa. Sur son tracé, le contact entre les roches non feldspathiques et les roches feldspathiques se fait en flexure très atténuée. Pour pente des gabbros et dolérites on doit admettre, comme minimum, la pente de la face inférieure de la dalle miocène recouvrant ces roches dans le Djebel Moussa. En effet, autant qu'on puisse en juger, la mer miocène a transgressé sur le flanc d'un doux bombement qui aurait culminé dans la zone des crêtes du Kizil Dagh. La construction d'une coupe, sur ces bases, donne pour les gabbros et dolérites une épaisseur de 2.000 m. L'épaisseur visible sous le sommet du Djebel Moussa est de 1.200 m.

e) ***Du Ras Bassit à Ziaret Khodor*** [1].

Le Bassit et le Baer sont extrêmement morcelés et toute évaluation de l'épaisseur des roches vertes y reste aléatoire, à l'exception de celle des pillow-lavas de Ziaret Khodor ; mais on peut tenter un essai.

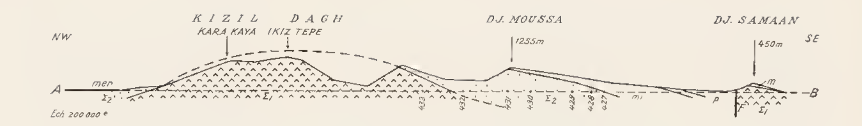
Nous avons décrit déjà le compartiment de roches vertes qui de la côte au *S du Ras Bassit* plonge régulièrement vers l'ENE, en sorte qu'à partir du pointement aplitique de la côte jusqu'à Faki Hassan se succèdent les péridotites, pyroxénolites, gabbros, dolérites, pillow-lavas et les radiolarites.

Le versant montant de la côte jusqu'au sommet du Sirtlan Darh est constitué par les péridotites et pyroxénolites. Un peu à l'E du sommet, les gabbros et dolérites se posent dessus et plongent vers le Nahr Sareu Arhatch. La surface de contact est nette, elle a été levée soigneusement ; elle donne une idée du pendage. Les dolérites se poursuivent vers l'ENE jusqu'au ravin remontant de Ziaret Khodor vers Qabatach. Là elles passent insensiblement aux pillow-lavas typiques, surmontées de croûtes scoriacées de 2-3 m d'épaisseur. Ces croûtes ont un franc pendage vers le NE. En appliquant à la surface du substratum métamorphique le même pendage qu'à la surface de séparation des roches non feldspathiques et feldspathiques et en interpolant entre celle-ci et la surface de passage des dolérites aux pillow-lavas, on arrive aux puissances suivantes : péridotites-pyroxénolites, 1.000 m ; gabbros-dolérites, 800-1.000 m ; pillow-lavas, 300 m.

f) ***De Képir à El Ordou*** [1].

Le Sirtlan Dagh est l'un des grands massifs de roches vertes du Bassit et Baer, le Qeuzeul Dagh au-dessus de Képir (ou petit Kizil Dagh), est l'autre. Il est plus étendu.

1. Voir fig. 18, coupes C-D et B-F.





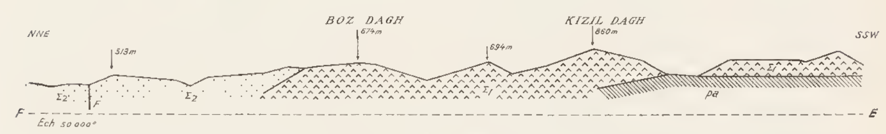


FIG. 18. — COUPES TRANSVERSALES DES MASSIFS DE ROCHES VERTES DU HATAY (A-B), DU BASSIT (C-D) ET DU BAER (E-F).

pa Paléozoïque ; Σ_{1-3} roches vertes ; *m* Vindobonien.

Du Paléozoïque et du métamorphique pointent à sa base près de Képir. Il plonge vers El Ordou. Le contact avec le massif doléritique d'El Ordou se fait malheureusement en flexure prononcée. Celui des dolérites avec la couche basaltique de la dépression d'El Ordou se fait par faille. Tout calcul d'épaisseurs est donc vain. Mais on peut dresser une coupe hypothétique : elle ne conduit pas à des conclusions aberrantes par rapport aux précédentes.

Nous retiendrons comme valeurs des épaisseurs maxima constatées :

péridotites + pyroxénolites péridotiques :
2.000 m (1.400 m visibles dans le Kizil Dagh)

gabbros + dolérites :
2.000 m (1.250 m visibles sous le Dj. Moussa)

pillow-lavas :
300 m à Ziaret Khodor, au moins 400 m dans l'Elma Dagh.

L'épaisseur totale des roches vertes du Kizil Dagh a donc pu atteindre 3 à 4.000 m suivant une extimation non exagérée [1].

Nous restons dans l'ignorance des variations d'épaisseur à travers l'aire étudiée. Les épaisseurs sont certainement moindres dans le Bassit et le Baër, en particulier celle des gabbros et dolérites.

B) *L'ÉTENDUE DES ROCHES VERTES DANS NOTRE AIRE*

Par etendue des roches vertes nous n'entendons pas leur étendue à l'affleurement, mais leur étendue dans le domaine continental actuel, en les supposant libérées de la couverture maestrichtienne et tertiaire qui empiète dessus.

a) *Étendue entre Lattaquié et l'Oronte inférieur.*

La limite orientale des roches vertes dans cette partie est assez bien tracée par la ligne du *Nahr el Kébir*, depuis l'embouchure de la rivière en direction du NNE sur 60 km, puis par une ligne joignant le point extrême de la ligne du Nahr el Kébir à la pointe NE de la montagne d'Antioche. La limite N est tracée par l'Oronte à l'aval d'Antioche.

De l'aire comprise entre ce périmètre et la côte, il faut retrancher celle de « l'île » du Dj. Akra.

L'aire des roches vertes ainsi définie mesure 1.200 km².

1. Selon des confrères que nous avons eu le plaisir de conduire sur le terrain, les roches vertes dépasseraient parfois cette épaisseur dans d'autres pays.

b) *Étendue entre l'Oronte inférieur et le parallèle de Dégirmendéré.*

Le couloir miocène de l'Oronte inférieur a, sans aucun doute, un substratum de roches vertes ; de même le synclinal néogène d'Arsouz. Cette partie septentrionale des roches vertes peut être délimitée par l'Oronte inférieur, par la ligne joignant la pointe NE de la montagne d'Antioche à Kirik-Khan et par le parallèle de Dégirmendéré (à 5 km au N d'Alexandrette).

Son aire mesure 1.800 km².

Les roches vertes de notre région, non comprises celles du fossé du Kara Sou, couvrent donc 3.000 km². Celles de Chypre ont une superficie double.

A titre de comparaison, précisons que les basaltes miocènes, pliocènes et quaternaires, s'étendant d'un seul tenant depuis Damas et l'Hermon jusqu'à la frontière de l'Arabie Saoudite, couvrent 30.000 km². Au Djebel Druze ils atteignent 1.200 m d'épaisseur, mais le plus souvent ils s'étalent en nappes de 20 à 50 m d'épaisseur au plus.

QUATRIÈME PARTIE

PÉTROGRAPHIE DES ROCHES VERTES

CHAPITRE PREMIER

CHOIX DES MATÉRIAUX DÉCRITS

Nous avons décrit comment les roches vertes se présentent sur le terrain. Il nous reste à en préciser la pétrographie en nous appuyant sur des analyses et des examens de plaques minces au microscope.

Nous disposions de matériaux provenant des diverses parties du pays des roches vertes ; nous avons fait parmi eux un choix qui rende compte à la fois de la structure du corps des roches vertes et de ses particularités.

Giaour Dagh et Kizil Dagh.

Un premier groupe de roches proviennent de la *partie non feldspathique des roches vertes.*

Nous avons cherché à nous procurer des roches de son extrême base. Or, à l'E d'Alexandrette, au-dessus d'Ak Çay, les péridotites reposent sur les calcaires crétacés. Un peu au-dessus de leur base, nous avons prélevé l'échantillon 142 et plus haut l'échantillon 140 (analyse 1).

Dans le Kizil Dagh, la roche la plus profonde que nous ayons vue était la dunite d'Acharhi Zerkum. Nous avons retrouvé une roche semblable parmi les alluvions du Kara Çay, près du Ras Khanzir : échantillon 56 (analyse 2).

De temps à autre, dans le haut de la partie non feldspathique, nous avons rencontré une péridotite particulière, présentant de petits grains d'olivine sombre, serpentinisée, noyés dans un fond blanc. Le spécimen 936a (analyse 3) provient des branches amont du Buyuk Kara Çay, près de Beytar, à 7 km au N du sommet du Djebel Moussa.

Nous avons cherché aussi une roche du sommet de cette partie non feldspathique des roches vertes : l'échantillon 937 (analyse 4), prélevé à ce niveau dans les environs de Beytar, est un pyroxénolite péridotique.

Côte au pied du Djebel Moussa.

La succession des roches vertes est la plus simple et la plus grandiose dans la région allant d'Ikiz Tepe (Kizil Dagh) au Djebel Moussa.

La côte voisine montre la même suite dans des conditions d'observation plus faciles : en la longeant à partir de la zone axiale du Kizil Dagh, vers le SE, on est sûr de monter constamment dans le corps des roches vertes.

Cette coupe n'est pas parfaite. Nous avons mentionné déjà que cette côte rectiligne NW-SE est due vraisemblablement à une faille située à proximité immédiate, en mer. Elle doit donc être accidentée. Et en effet, depuis le Raz Khanzir jusqu'à 12 km au SE, un décollement longe le pied du Kizil Dagh. Mais à partir de l'Ak Çay jusqu'à Çoluk, où la dalle calcaire vindobonienne du Djebel Moussa plonge sous la mer, la roche de la côte paraît bien faire corps avec le Kizil Dagh ou le Djebel Moussa. Sur ce tronçon s'observe une suite de roches allant des péridotites à enstatite jusqu'au basalte sous-jacent à la pillow-lava, échantillons 433 à 427 (analyses 5-12). Ce tronçon de côte donne la coupe presque complète du corps des roches vertes, il ne lui manque que la pillow-lava, érodée ou cachée sous le calcaire vindobonien : cette coupe est la meilleure de toute la région.

Kara Mourt

La pillow-lava n'apparaît au couronnement des dolérites du Kara Mourt qu'aux abords de l'Amouk, entre Kesecik et Dikmece. Dans cette région, le long du ravin de Karakilissé, nous avons prélevé des échantillons depuis la faille qui longe le pied du Kizil Dagh jusqu'au Vindobonien transgressif sur la roche verte. A proximité de la faille, se trouvait un gabbro quartzifère doléritique : échantillon 449 (analyse 13).

Une plaque mince taillée dans le verre de la pillow-lava de Karakilissé nous a montré un curieux début de cristallisation en sphérolites, le long d'une fissure (?) dans le verre : échantillon 899.

La vallée du Buyuk Kara Çay nous a fourni une dolérite, n° 710 de structure identique à celle de dolérites se trouvant en petits éclats et galets dans le poudingue sous-jacent aux roches vertes dans le Kara Dourane (Dj. Akra) : 1455.

Bord NW du Kosseir.

Le plateau du Kosseir est aujourd'hui séparé du Kizil Dagh par un fossé SW-NE, au fond duquel coule l'Oronte ; mais originellement, il faisait corps avec le Kara Mourt et le Kizil Dagh. Les pillow-lavas du bord du Kosseir regardant sur l'Oronte inférieur peuvent être considérées comme le terme le plus élevé de la série du Kara Mourt.

Nous avons prélevé, le long de la route d'Antioche à Quayé, au-dessus du Mont Silpius, d'une part un gabbro fin quartzifère doléritique : échantillon 839 (analyse 14), d'autre part la pillow-lava sus-jacente : échantillons 837 (analyse 15).

Cinarcik, d'où provient un autre spécimen de très belle pillow-lava, se situe à 10 km au SW de ces gisements : échantillon 822.

Bassit.

Nous avons signalé la structure complexe du Baer et du Bassit. Nous n'en décrirons que des échantillons isolés : serpentine, gabbro à olivine, dolérites grenue et fine, pillow-lava, tuf volcanique. A titre de comparaison avec les pillow-lavas de la route de Qnayé, nous avons fait analyser celle de Ziaret Khodor : échantillon 1427 (analyse 16). Dans les graphiques, cette roche révèle une composition chimique légèrement aberrante, due peut-être à la position géographique.

De Turkmenli, à 2 km au N de Qastal Moaf, proviennent des roches laviques 1401 f et e et les monchiquites 1401 d, g et b ; l'analyse 17 concerne une enclave emballée par la monchiquite, l'analyse 18, la monchiquite elle-même.

En résumé, nous disposons d'une série de roches donnant la coupe complète du corps des roches vertes ; elles proviennent de la côte au pied du Djebel Moussa et du bord du Kosseir regardant l'Oronte inférieur. Nous illustrerons la composition chimique de ces roches par un graphique spécial, tenant compte de leur position par rapport au corps des roches vertes.

Cette série fondamentale est complétée par des roches diverses, dont certaines ne sont pas tout à fait fraîches. Pour la représentation graphique de la composition chimique, nous n'utiliserons que les roches n'ayant pas subi une épigénie trop poussée.

Nous donnons ci-après le tableau des roches décrites ainsi que le tableau de leur composition chimique et de leurs paramètres.

TABLEAU DES ROCHES VERTES DÉCRITES[1]

Giaour Dagh et Kizil Dagh.

Nos 442			péridotite à enstatite	Ak Çay (E d'Alexandrette)
440	An. 1	Pl. $IX_{1,2}$	—	*id.*
56	An. 2		*id.*	Kara Çay (Ras Khanzir)
936a	An. 3	Pl. IX_4	péridotite à olivine en gouttes	Coin SW du Kizil Dagh
937	An. 4		pyroxénolite à olivine	*id.*

Côte sous le Djebel Moussa.

Nos 433_{1-2}	An. 5		péridotite à enstatite	Suite d'échantillons donnant une coupe de bas en haut du corps des roches vertes
433_1			*id.*	
432a	An. 6	Pl. X_2	gabbro à olivine	
432b	An. 7	Pl. X[illegible]	gabbro à olivine	
431_2	An. 8	Pl. XI_1	gabbro	
431a			dolérite ouralitisée	

1. Les gisements sont indiqués sur les figures 19-22 suivant ce tableau.

Nos 430a	An. 9		*id.*, grain fin	
430b			*id.*, grain grossier	
430c			*id.*, grain très fin	
429	An. 10		gabbro doléritique ouralitisé	
428	An. 11	Pl. XI_2	dolérite ouralitisée	
427	An. 12	Pl. $XI_{3,4}$	gabbro fin, doléritique ouralitisé	
427_1			basalte doléritique altéré	
427_2			dolérite ouralitisée	
427_3			gabbro ouralitisé	
427_4			dolérite ouralitisée	
427_5			dolérite en voie d'ouralitisation	
487_6			*id.*	
427_7			basalte	

Kara Mourt.

Nos 449	An. 13	Pl. $XII_{1,2}$	gabbro quartzifère	Kara Kilissé
710		Pl. XVI_5	dolérite ouralitisée	Buyuk Kara Çay
899		Pl. XVI_1	sakalavite (verre)	Kara Kilissé

Bord NW du Koseir.

Nos 839_1	An. 14	Pl. $XII_{3,4}$	micro gabbro quartzifère doléritique cinérite	Mont Silpius
839_2			cinérite	*id.*
837	An. 15	Pl. XIII_{1-4} et $XIV_{1,2}$	sakalavite (perle et verre)	*id.*
822		Pl. $XIV_{3,4}$	sakalavite (perle)	Cinarcik

Bassit.

409		Pl. IX_3	serpentine typique	Ras Bassit
455		Pl. X_1	gabbro à olivine	Duz Arhateh (Kessab)
459		Pl. XVI_3	dolérites grenue et fine	N du Qastal Moaf
406			dolérite ouralitisée	Ziaret Khoder
1427	An. 16	Pl. XV_{1-4}	sakalavite (œuf)	*id.*
1434		Pl. XVII_4	tuf volcanique, lapilli	Qastal Moaf
1455		Pl. XVI_4	dolérite remaniée	Kara Dourane
461		Pl. XVI_2	radiolarite	Qastal Moaf
1401f		Pl. $XVII_{1,2}$	basalte vacuolaire	Turkmenli
1401c		Pl. XVII_3	ankaramite	*id.*
1401d	An. 17	Pl. XVIII_1	monchiquite	*id.*
1401g		Pl. XVIII_2	*id.*	*id.*
1401b	An. 18	Pl. $XVIII_{3,4}$	*id.*	*id.*

Chaque numéro de roche correspond à un gisement déterminé ; les indices ont été utilisés pour différencier des échantillons provenant d'un même gisement.

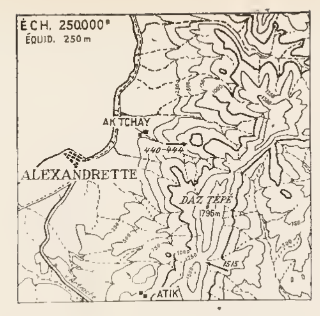


Fig. 19. — Environs d'Alexandrette. Situation des roches décrites.

Fig. 20. — Le Kurd Dagh, croquis géographique.

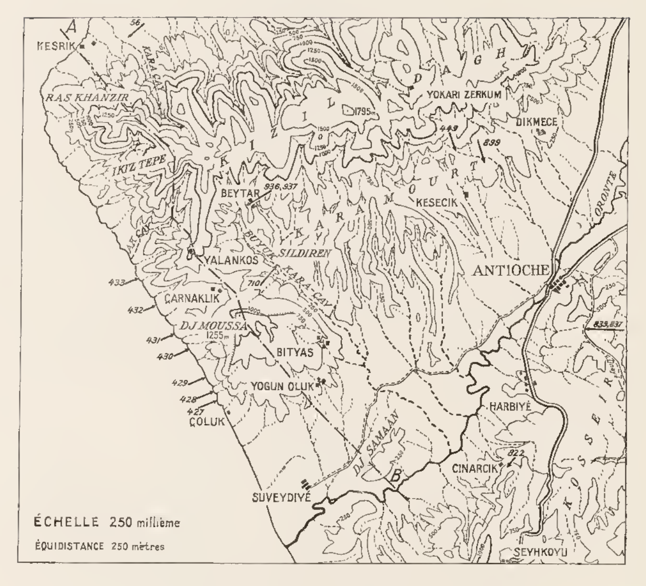


FIG. 21. — KIZIL DAGH, KARA MOURT ET BORD NW DU KOSSEIR.
Situation de la coupe A-B et des roches décrites.

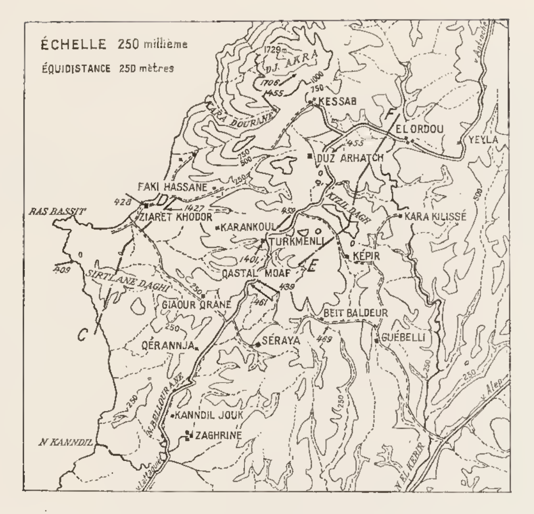


Fig. 22. — Djebel Akra, Bassit et Baer.
Situation des coupes C-D et E-F ainsi que des roches décrites.

TABLEAU DES ANALYSES CHIMIQUES DES ROCHES VERTES

Gisements	Gaïour Dagh	Kizil Dagh			Côte sous le Djebel Moussa (Hatay)								Kara Mourt	Mont Silpius		Ziaret Khoder	Turkmenli	
Désignation	Péridotites à enstatite		Péridotite à augite	Pyroxénolite à olivine	Péridotite à enstatite	Gabbros à olivine		Gabbro	Dolérites		Diorite à grain fin	Gabbro fin doléritique	Gabbro quartzifère	Microgabbro quartzifère doléritique	Sakalavite	Sakalavite	Monchiquites	
Roche nos	440	56	936 a	937	433	432 a	432 b	431	430	429	428	427	449	839	837–1109	1427	1401 d	1101 b
Analyse nos	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO_2	43,80	42,10	39,30	44,25	38,30	46,30	45,40	46,75	51,60	49,32	49,50	52,30	52,50	51,20	50,10	51,55	36,70	40,80
Al_2O_3	0,35	3,95	8,50	3,10	0,90	13,50	12,50	21,40	16,05	16,95	16,30	16,90	15,90	16,60	15,50	8,30	10,60	18,25
Fe_2O_3	3,00	0,70	3,95	5,35	5,25	0,20	2,50	1,10	2,70	2,40	3,50	2,35	2,10	2,85	3,55	6,50	8,20	6,75
Cr_2O_3	0,35	0,25	non dosé	—	non dosé	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	4,75	4,10	4,65	3,25	2,35	5,45	4,70	2,00	5,05	5,25	5,65	4,65	6,10	5,80	4,45	5,85	7,10	5,20
MnO	0,11	0,08	0,14	0,11	0,08	0,11	0,08	0,06	0,11	0,18	0,08	0,08	0,10	0,18	0,14	0,14	0,24	0,15
NiO	0,20	0,30	non dosé	—	non dosé	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	45,00	43,90	27,00	27,20	41,50	15,00	17,80	7,00	8,10	9,15	8,10	7,10	7,50	7,45	7,15	10,90	10,90	4,85
CaO	0,60	0,35	8,10	10,40	0,15	15,20	12,00	18,00	7,00	10,90	7,10	10,50	11,70	9,20	9,10	10,50	13,60	9,00
Na_2O	0,30	0,10	0,03	0,15	traces	0,45	0,15	1,00	3,55	1,55	3,70	3,10	1,80	2,60	1,15	0,84	1,35	4,30
K_2O	0,25	0,10	0,05	0,08	traces	0,10	0,10	0,20	0,31	0,65	0,25	0,15	0,10	0,10	0,50	0,15	1,05	1,60
TiO_2	0,20	0,25	0,20	0,25	0,25	0,50	0,25	0,45	0,90	0,85	0,75	0,76	0,85	0,75	0,95	0,60	6,75	2,05
P_2O_5	0,25	0,01	traces	traces	traces	0,01	0,01	0,15	0,03	0,02	0,12	0,09	0,11	0,21	0,12	0,08	0,37	0,80
H_2O 100	0,30	0,18	0,16	0,70	0,65	0,25	0,32	0,55	0,40	0,70	0,70	0,50	0,30	0,65	2,40	1,60	0,70	0,75
H_2O comb.	1,30	3,20	8,00	5,70	11,00	2,40	3,50	1,30	3,60	2,15	3,60	1,00	1,20	2,30	4,25	3,40	1,85	4,80
Tota.	100,76	99,57	100,08	100,54	100,43	99,47	99,31	99,96	99,40	100,07	99,35	99,17	100,26	99,92	99,36	100,41	99,11	99,30

PARAMÈTRES DE LACROIX

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
p	V	'V	??	(IV) V	V	III (IV)	III (IV)	II (III)	II (III)	III	II (III)	II (III)	III	II (III)	II (III)	III'	'IV	II'
q		—	—	—	—	5	5	5	5	5	5	5	(4) 5	'5	4	'1	6 (7)	6'
r	—	—	—	—	—	5	5	'5	3 (4)	4	3 (4)	'4	4	4	4 (5)	1	4	3
s		—	—	—	—	4 (5)	'4	(4) 5	5	4	5	5	5	5	4	(4) 5	'4	4
h	1	1	1'	1 (2)	1'	1	1'	1'	'2	1 (2)	2	(1) 2	1 (2)	'2	2	2	2 (3)	3
k	4	4	'4	2 (3)	4	2	2	1 (2)	1	1	1 (2)	1	1	1	1	1	'2	2'
l	1	1	1'	'2	1	2	(1) 2	(2) 3	1'	1'	1'	2	2	(1) 2	1 (2)	2	2	2
m	1	1	1'	1	1	'2	(1) 2	(1) 2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2 (3)
% d'anorthite ( ) : calculé						90 %	91 %	88 %	(47) %	(74) %	(46) %	(45) %	70-80 %	66 %	(79) %	(73 %)	100 %	(62 %)

PARAMÈTRES DE NIGGLI

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
si	57,9	59,1	64,47	72,34	55,64	89,1	85,8	101,7	132,7	113,3	122,6	129,0	126,3	126,7	134,0	119,5	72,7	97,1
al	0,24	3,2	8,17	2,9	0,8	15,3	13,9	27,1	24,2	22,9	23,8	24,6	22,5	24,2	24,4	11,3	12,2	25,4
fm	98,2	98,6	77,5	78,5	98,9	52,4	61,4	28,3	47,2	45,7	48,1	39,8	43,0	45,0	45,7	60,5	55,4	39,3
c	0,87	0,50	14,3	18,2	0,3	31,4	24,2	41,9	19,3	26,9	18,8	27,8	30,1	24,4	26,2	26,1	28,5	23,0
alc	0,6	0,25	0,1	0,3	0	0,9	0,37	2,3	9,3	4,4	9,2	7,7	4,3	6,4	3,7	2,1	3,9	12,3
k	—	—	—	—	—	0,12	0,33	0,11	0,05	0,22	0,03	0,04	0,03	0,02	0,42	0,10	0,33	0,19
mg	0,94	0,94	0,91	0,94	0,97	0,83	0,87	0,86	0,74	0,75	0,71	0,73	0,68	0,69	0,73	0,76	0,73	0,62

Analyses faites sous la direction de M. PATUREAU, au Centre Technique d'Analyse Chimique de Minéraux et de Roches, Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris.

CHAPITRE II

DESCRIPTION DES ROCHES VERTES

Descriptions anciennes.

Les roches vertes du NW de la Syrie et du Halay ne sont pas absolument inconnues au pétrographe. Dès 1898, L. Finckh donnait une description détaillée d'un lot de roches vertes rapportées par M. Blanckenhorn lors de son premier voyage en Syrie, en 1888.

Blanckenhorn avait fait de l'exploration. Il avait ramassé des matériaux au hasard de ses itinéraires, en interprétant souvent mal leur condition de gisement. Il avait pressenti une relation entre les roches vertes et le Crétacé supérieur. Et pourtant, d'après ses observations, Finckh signale une étrange nappe de gabbros recouvrant les argiles sableuses plaisanciennes, à 8 km au SW d'Antioche (p. 28) : il s'agit en fait d'un poudingue quaternaire à éléments de roche verte.

Les matériaux rapportés par Blanckenhorn étaient fort altérés. Finckh les désigne comme serpentines. Celles-ci contenaient de 8 à 15 % d'eau et étaient transformées à tel point que certaines d'entre elles, dérivant de gabbros sans olivine, ne contenaient plus trace d'alcalis. Finckh s'est donc spécialement attaché à l'analyse du phénomène de la serpentinisation.

Il a pourtant cherché à identifier les roches originelles, soit d'après les résidus minéraux restés préservés de la serpentinisation, soit d'après les formes de cette serpentinisation. Il décrit des serpentines formées à partir de gabbros sans olivine, de gabbros à olivine, de pyroxénites et de lherzolites et conclut que les roches originelles constituaient une série continue allant des gabbros sans olivine jusqu'aux péridotites sans feldspath (p. 92). Il précise sa pensée dans les termes suivants : « Les serpentines du N de la Syrie se sont formées à partir de gabbros et à partir des péridotites qui les accompagnent et cela, non seulement à partir de péridotites et de gabbros à olivine, mais aussi à partir de gabbros sans olivine ; ces roches sont intimement liées les unes aux autres en ce sens qu'elles représentent les divers faciès des produits éruptifs émis par un foyer volcanique » (p. 145-146, traduction).

Finckh a également eu en mains des diabases, composés d'augite et d'un labrador voisin de l'andésine ; il croit devoir les dissocier catégoriquement des gabbros et serpentines (p. 143).

Ainsi, dès les premières études lithologiques des roches vertes de notre région, une certaine dualité entre les péridotites et gabbros d'une part et les dolérites de l'autre était-elle remarquée, dualité qui constitue l'un des aspects les plus marquants du problème des roches vertes. Nous en discuterons ultérieurement la signification.

Nouveaux matériaux.

Nous décrirons nos propres matériaux par ordre géographique.

Giaour Dagh et Kizil Dagh.

142, 440. Péridotites à enstatite.

Nous avons vu qu'à l'E d'Alexandrette les calcaires crétacés de la pointe S du Giaour Dagh plongent sous les roches vertes du col de Beylan ; sur celles-ci transgressent des calcaires lutétiens. Au-dessus d'Ak Çay, à 7 km à l'E d'Alexandrette, les 200-300 m de base des roches vertes se trouvent ainsi pincés entre les calcaires crétacés et lutétiens : nous avons prélevé là une série d'échantillons.

Toute l'épaisseur visible est constituée de péridotites pyroxéniques largement grenues, plus ou moins serpentinisées. La couleur extérieure est rouille, la cassure fraîche d'un vert sombre, éclairé çà et là par le reflet d'une lamelle de bastite. Les parties saines résistent au marteau, celles qui sont altérées s'effritent. Nous avons récolté quelques roches très fraîches, dont les échantillons 142 et 440

142 a été prélevé à une centaine de mètres au-dessus de la base des roches vertes c'est une belle roche largement grenue.

L'olivine s'y présente tantôt en grands cristaux atteignant 6 mm de diamètre, parfois à peine craquelés, tantôt en petits grains mêlés à des grains de pyroxène. Les grands cristaux présentent communément une macle mécanique, en larges bandes, à bords flous.

Le pyroxène est une enstatite. Il se trouve soit sous forme de grands cristaux isolés, soit en agglomérats d'individus de toutes tailles, pénétrant par feuillets entre les cristaux d'olivine. Certains grands cristaux sont associés, à axes parallèles, avec l'augite : celle-ci apparaît dans le clivage de l'enstatite, sous forme de fines lamelles. Quelques cristaux sont légèrement tordus, voire cassés. L'enstatite contient des grains d'olivine, elle a cristallisé après l'olivine.

Comme minéraux accessoires, la roche contient un peu de chromite, localisée surtout au voisinage de l'enstatite.

440. Pl. IX, fig. 1-2 ; analyse 1. — Cette roche est de même composition minéralogique que la précédente ; mais elle a subi un début d'écrasement et ses cristaux sont craquelés.

Les paramètres sont V (1. 4. 1. 1). Le pyroxène et l'olivine constituent à eux seuls les 92,6 %. Le rapport du pyroxène à l'olivine est de 0,3 : cette péridotite se place

ainsi entre une *dunite à enstatite* et une *harzburgite*. Le CaO fait presque complètement défaut. Enfin, dans le pyroxène, le rapport du métasilicate de Mg au métasilicate de Fe est de 18 ; il correspond à la limite entre l'enstatite et la bronzite. La teneur en chromite est de 0,4 %.

Les fig. 1-2, pl. IX montrent de grandes plages d'olivine craquelée et un feuillet d'enstatite finement clivé, montant obliquement du coin droit, bas, vers le milieu du côté haut.

56. Péridotite à enstatite ; analyse 2.

Cette roche, ramassée à l'état de galet parmi les alluvions du Kara Çay (Ras Khanzir), nous paraît correspondre à celle que nous avons rencontrée en place dans la région des crêtes du Kizil Dagh, près de Yokari Zerkum, et que nous considérions comme la roche la plus profonde, la plus basique du corps des roches vertes. Elle est d'un grain moyen, d'un beau vert de bouteille clair, assez dure au marteau.

En lame mince, elle montre une olivine très fraîche nettement prédominante, en cristaux de 2-3 mm de diamètre, parfois maclés mécaniquement, traversés par de rares veinules de serpentine. L'enstatite associée forme des cristaux de 1-1,5 mm de diamètre, dont certains sont encore associés à axes parallèles avec l'augite. Elle emballe des gouttelettes d'olivine ou remplit des vides résiduels : elle a cristallisé après l'olivine. Elle est en partie ouratilisée en fines fibres d'amphibole. Des grains de chromite et de magnétite sont dispersés à travers toute la plaque. Celle-ci montre en outre quelques plages de talc en fines lamelles.

Du point de vue chimique, cette roche est proche de 410 : les paramètres sont également 'V [1. 4. 1. 1]. Le rapport du pyroxène à l'olivine est encore de 0,3. Le CaO se trouve en quantité encore plus infime. Le rapport du métasilicate de Mg au métasilicate de Fe est de 19. La teneur en chromite est de 0,25.

936. Péridotite à augite avec olivine en gouttes. Pl. IX, fig. 1 ; analyse 3.

Dans le haut de la partie non feldspathique des roches vertes se rencontre assez régulièrement une curieuse roche, constituée de granules sombres serpentineux, et d'un fond blanc mat, remplissant les interstices entre les granules. La structure est à peu près celle d'un grès dont les grains ne se toucheraient pas, tandis que le ciment remplirait les interstices. Nous l'avons trouvée en maints points du bord du Kizil Dagh, face au Kara Mourt. Le spécimen 936a vient de Beytar, à 7 km au N du sommet du Djebel Moussa.

Les granules sont des gouttelettes d'olivine, à contours bien arrondis, de 0,5 à 1,5 mm de diamètre. L'olivine est craquelée, en partie serpentinisée. Quelques grands cristaux d'augite sont encore visibles ; ils emballent pœcilitiquement les gouttelettes d'olivine. La matière blanche qui attire l'attention sur la roche est un produit d'alteration ; elle conserve des traces de clivage : elle paraît être de l'augite altérée. Les gouttelettes d'olivine sont parfois presque jointives ; leurs contours sont alors

marqués par des veinules de magnétite. Celle-ci envahit également les craquelures de la serpentine et de l'augite.

La roche contient 8 % d'eau. Son altération est trop poussée pour que ses paramètres puissent être brutalement calculés. Notons cependant les données suivantes : le rapport du pyroxène à l'olivine est de 0,5 ; la teneur en MgO est moindre, celle en CaO et FeO plus forte que dans les échantillons 440 et 56 ; ainsi, le rapport de MgO à FeO est de 10 au lieu de 17 et 19.

L'association de l'augite à l'olivine fait de cette roche une werhrlite.

La fig. 1, pl. IX montre un grand cristal d'augite enveloppant pœcilitiquement des gouttes d'olivine. L'augite est envahie par la magnétite. Dans le coin en haut, à gauche, l'augite est transformée en substance blanche, dont nous n'avons pas pu déterminer la nature ; la magnétite marque les contours des gouttes.

937. Pyroxénolite à olivine. Analyse 4.

Dans les massifs de roche verte non feldspathique, on peut marcher pendant des heures sur la même roche grenue, à grandes paillettes au reflet métallique doré : une pyroxénolite serpentinisée. Elle nous paraît former le haut de la partie non feldspathique des roches vertes, en particulier la carapace du Kizil Dagh.

L'échantillon 937 provient du bord S du Kizil Dagh, au-dessus de Beylar. C'est une roche assez fraîche, dure, verdâtre, qui résiste au marteau. Elle a pourtant subi déjà un début de serpentinisation.

Le pyroxène prédomine ; c'est une augite en grands cristaux, atteignant 6 mm de longueur. Certains individus sont restés parfaitement frais; d'autres, en voie d'ouralitisation et serpentinisation, sont piquetés de magnétite. L'olivine est presque complètement transformée en serpentine, dont les craquelures sont soulignées par de la magnétite.

Nous avons fait analyser cette roche malgré sa serpentinisation, pour avoir un aperçu sur la composition chimique de la partie haute des roches vertes non feldspathiques. Et en effet celle-ci présente avec la composition chimique de la partie basse d'assez notables différences.

Les paramètres sont (IV) V [1 (2). 2 (3). '2. 1]. Le rapport de l'olivine au pyroxène est de 1,9. Le CaO se trouve en quantité notable, d'où p = 2 (3); le rapport de MgO à FeO est de 15, comme dans les péridotites à enstatite.

Dans le graphique de Niggli, cette roche se place entre les péridotites à enstatite et les gabbros, sans causer aucun écart des courbes.

Cette roche est, comme la précédente, une *wehrlite*.

Côte au pied du Djebel Moussa.

Les échantillons 433 à 427, ramassés sur la côte entre l'Ak Çay et Çoluk, donnent une coupe de bas en haut du corps des roches vertes, à partir des péridotites à enstatite jusqu'aux basaltes sous-jacents à la pillow-lava.

133. (2) *et* (1). Péridotites à enstatite ; analyse 5.

Ces deux roches devaient originellement se rapprocher de 440, prélevé à la base des roches vertes, à l'E d'Alexandrette ; elles sont fortement serpentinisées : 433 (2), qui l'est le moins, contient 11,65 % d'eau.

L'olivine constituait des cristaux ayant jusqu'à 5 mm de diamètre. Elle ne subsiste qu'en petits éclats, séparés par un dense réseau de veinules de serpentine.

Du pyroxène orthorhombique subsistent de grands cristaux très frais, de 5-6 mm de diamètre. Ils sont craquelés, traversés par des veinules de serpentine. 433 (2) montre l'un de ces cristaux en voie de serpentinisation et de transformation en bastite.

La chromite est peu abondante. La magnétite se trouve irrégulièrement disséminée par petites taches, à travers toute la plaque ; sa teneur, dans 133 (2), est de 7 %.

La formule de la roche est V [1'. 1. 1. 1]. Le pyroxène et l'olivine sont exclusivement magnésiens : le pyroxène est une enstatite. Le rapport du pyroxène à l'olivine, de 0,4, rapproche la roche d'une *harzburgite*.

132 a et b. Gabbros à olivine.

132a. Pl. X, fig. 2 ; analyse 6.

Les roches vertes non feldspathiques passent insensiblement, vers le haut, à des gabbros à olivine. Ceux-ci sont communément rubanés.

L'échantillon 132*a* est très frais, largement grenu. Les éléments dominants sont l'augite et une bytownite à 90 % d'anorthite (Fedorof et calcul). Ils sont inégalement répartis en lits très riches en augite ou très riches en bytownite. L'hypersthène est présent en petite quantité. L'olivine, beaucoup moins abondante que dans la roche précédente, forme des gouttelettes ou grains à l'intérieur du plagioclase.

Les paramètres sont III (IV). 5. 5. 4 (5) [1. 2. 2. '2]. La roche est toujours pauvre en alcalis, elle est moins riche en MgO et plus riche en CaO que la précédente.

La fig. 2, pl. X montre de grandes plages de plagioclase, dont l'une emballe pœcilitiquement des grains d'olivine. Dans le coin en haut à gauche est visible un cristal d'augite.

132b. Pl. X, fig. 3-4 ; analyse 7.

Ce gabbro, du même gisement que le précédent, est plus fin. Ses constituants, irrégulièrement répartis, suivent timidement une certaine orientation. Ce sont encore l'augite, l'hypersthène peu abondant, l'olivine et un plagioclase à 90 % d'anorthite (le calcul donne 97 %). De la magnétite souligne les craquelures de l'olivine (pl. X, fig. 3).

Les paramètres sont III (IV). 5. 5. '4 [1'. 2. (1) 2. (1) 2].

Les fig. 3-4, pl. X montrent bien l'orientation de la roche, l'olivine craquelée et envahie par la magnétite, enfin l'augite finement clivée. Les divers constituants se présentent ici en cristaux du même ordre de grandeur.

431 (2). Gabbro ordinaire. Pl. XI, fig. 1 ; analyse 8.

Ce gabbro, composé exclusivement d'angite, d'une bytownite à 88 % d'anorthite (le calcul donne 86 %) et de très peu de magnétite, se situe au-dessus des deux gabbros à olivine précédents. Son grain est à peu près aussi fort que celui du gabbro à olivine 432*b* : ses cristaux mesurent 1 mm de longueur en moyenne. Ils sont franchement orientés.

L'augite est ponctuée, par suite d'un début d'ouralitisation. Le plagioclase est propre.

Les paramètres sont II (III). 5. '5. (4) 5 [1'. 1 (2). (2) 3. (1) 2]. Le gabbro diffère surtout des précédents par la plus grande proportion du plagioclase : 62 % contre 34 et 38 %. L'olivine virtuelle tend à disparaître.

La fig. 1, pl. XI montre la structure orientée du gabbro, ses augites sales en voie d'ouralitisation et son plagioclase resté frais.

h. 431. Gabbro ophitique.

Du même gisement que le gabbro rubané précédent vient un gabbro franchement ophitique, qui se distingue en outre par une ouralitisation plus avancée de l'augite. Il annonce la suite de dolérites 430-427.

Les roches 433 à 431 présentent entre elles de notables contrastes dans la composition chimique ou minéralogique, mais elles sont toutes également grenues. Parmi les échantillons 431, nous avons constaté l'apparition de la structure ophitique et d'augites ouralitisées. Les roches qui vont suivre présentent de vifs contrastes dans la dimension du grain, mais une certaine monotonie de composition chimique ou minéralogique. Ce sont toutes des gabbros doléritiques ou des dolérites ouralitisées. Les contrastes, dans cette partie supérieure du corps des roches vertes, résident surtout dans la juxtaposition de roches à gros grain et de roches fines.

Cette juxtaposition se réalise d'ailleurs de diverses façons.

Tantôt, comme à 4 km au N de Qastel Moaf, la roche fine constitue l'enveloppe de sortes de poches grenues (pl. XVI, fig. 3), tantôt les roches grenues et fines alternent par bancs de 15-30 cm, de sorte que sur 2 m d'épaisseur se trouvent réunies les roches les plus diverses.

Cette partie supérieure, doléritique, des roches vertes donne une impression de brassage du magma, soit par des fumerolles, soit par le mode d'épanchement par afflux successifs et par écoulement laminaire.

430 a, b, c. Gabbro fin doléritique et dolérites. Analyse 9.

Du même gisement proviennent trois dolérites, de grain relativement grossier, fin et très fin.

430 b est un gabbro fin, doléritique, ouralitisé, semblable à celui représenté fig. 2, pl. XI.

L'augite est entièrement transformée en amphibole fibreuse ou non fibreuse. Le plagioclase forme des baguettes de 1 mm de longueur ; il est en voie d'altération ; le calcul donne pour lui une teneur de 47 % d'anorthite. Enfin, la plaque est piquetée de magnétite ; elle contient du sphène.

Les paramètres sont II (III). 5. 3 (4). 5 ['2. 1. 1'. 2]. La roche comporte un peu de silice libre virtuelle. Le rapport de MgO à FeO est de 2,9, contre 6,2 dans le gabbro 431.

430 *a* est une dolérite beaucoup plus fine, puisque les feldspaths n'ont plus que 0,01-0,03 mm de longueur. L'augite est complètement ouralitisee. Du sphène secondaire se trouve dans la préparation.

430 c est une dolérite plus fine encore.

429. Gabbro fin, doléritique, ouralitisé. Analyse 10.

Cette roche rappelle 430 *b* ; elle est aussi grenue : le plagioclase, une bytownite à 74 % d'anorthite (calcul), atteint 1 mm de longueur.

Les paramètres III. 5. 1. 4 [1 (2). 1. 1'. 2] sont très voisins de ceux de 430 *b*. La roche comporte encore un peu de silice libre virtuelle.

428. Gabbro fin, doléritique, ouralitisé. Pl. XI, fig. 2; analyse 11.

Cette roche rappelle, en plus fin, 430 *b* ; elle annonce 427. L'augite est totalement épigénisée en une amphibole monoclinique fibreuse, dont les baguettes atteignent 0,3 mm de longueur. Les fibres, groupées par faisceaux, sont en partie disposées en éventail, comme dans les sakalavites. Les feldspaths sont altérés, indéterminables. La plaque comporte en outre de la magnetite.

L'analyse donne pour formule II (III). 5. 3 (4). 5 [2. 1 (2). 1'. 2] ; le plagioclase est une andésine à 46 % d'anorthite. La roche diffère de 430, 429 et 427 par une petite quantité d'olivine virtuelle, d'où *k* = 1 (2) au lieu de 1.

La fig. 2, pl. XI montre un aspect typique des roches de la série des dolérites : baguettes grises d'augite, finement clivees, bâtonnets et plages blanches de plagioclase, petites taches noires correspondant à la magnétite.

427 et 427 (1-7). Gabbros ophitiques, ouralitisés, dolérites et basaltes. Pl. XI, fig. 1.

En ce point, le plus élevé de la coupe de la côte au pied du Djebel Moussa, immédiatement sous la dalle calcaire vindobonienne, les dolérites sont stratifiées en bancs de 10-30 cm ; elles sont alternativement grenues et fines, voire extrêmement fines : les roches qui se trouvent réunies là, sur 2 m d'épaisseur, résument le tableau lithologique de toute l'épaisseur des gabbros et dolérites, depuis le gisement de l'échantillon 431 jusqu'au sommet des dolérites, où se trouvent déjà des roches basaltiques microlitiques, tandis que manquent encore les pillow-lavas veritables. Nous avons figuré pl. XI, fig. 3-4 l'une des roches les plus grenues, pour bien marquer qu'au-dessus du gabbro fin 428 réapparaissent des roches rappelant celles décrites de la

base de la série : le gabbro ophitique 127 est très proche du gabbro ophitique 431 ; dans l'un et l'autre, le plagioclase atteint 1 mm de longueur. A 427 se trouvent associés des basaltes, tel 127 (1), dont les microlites d'augite ont de 0,1 à 0,2 mm de longueur, tandis que ceux du plagiocalse ne dépassent guère 0,1 mm.

427. Gabbro ouralitisé à structure ophitique. Pl. XI, fig. 3-4 ; analyse 12.

Cette roche était initialement un gabbro : on y reconnaît encore de grands cristaux d'augite de 2 mm de diamètre. Mais l'augite est en majeure partie ouralitisée en fines lamelles. Le plagioclase, resté frais, a normalement de 0,2 à 0,5 mm de longueur, certains individus atteignent 1,3 mm. Il est zoné. La platine de Fédorof donne 45 % d'anorthite, le calcul 55 % : l'alumine, calculée comme anorthite, se trouve probablement en partie dans l'amphibole. La roche contient en outre 3,2 % de magnétite et du zircon. Sa formule est II (III). 5. '4. 5 [(1) 2. 1. 2. 2]. La silice libre virtuelle se trouve en trop faible quantité pour se manifester par le paramètre *q*. Les pyroxènes sont plus calciques que dans les roches précédentes, d'où 1 2 au lieu de 1'.

Les fig. 3-4, pl. XI montrent que le gabbro 127 du sommet de la serie des dolérites est presque aussi grenu que le gabbro 431 de sa base. Le plagioclase est en voie d'altération. L'amphibole, secondaire, remplit les interstices entre les cristaux de plagioclase. La magnétite est distribuée par petites plaques noires, elle n'est pas régulièrement répartie, comme dans 128.

427 (3) est une roche semblable, de grain un peu plus fort : le plagioclase a normalement 1 mm de longueur. La plaque est tachetée par de l'analcime.

427 (2) se rapproche de 127 ; on y trouve encore de beaux cristaux d'augite de 1 mm de diamètre.

Dans *427 (6)*, l'augite existait en cristaux plus petits ou sous forme de grains. Les grands cristaux sont ouralitisés : la plaque montre de l'amphibole fibreuse et non fibreuse. Des granules de magnétite sont dispersés à travers toute son étendue.

427 (4) et *427 (5)* sont deux dolérites semblables en voie d'ouralitisation. Les plagioclases ne dépassent pas 0,3 à 0,4 mm de longueur. L'amphibole abonde : avec la forme fibreuse coexiste un peu d'amphibole non fibreuse. Les éléments colorés et le plagioclase sont capricieusement distribués à travers la plaque, dont certaines parties sont beaucoup plus riches en plagioclase que d'autres.

427 (7) est un basalte comportant quelques rares et petits phénocristaux d'augite et de plagioclase et un fond à microlites d'augite et de plagioclase. Les microlites ont les extrémités fourchues, leur longueur est de l'ordre de 0,1 à 0,2 mm. Aucune orientation prédominante ne se manifeste. Des taches dans la plaque

représentent des pores remplis de chlorite. Cette roche rappelle les sakalavites. Des veinules de zéolite traversent la préparation.

427 (1) est un basalte encore plus fin, avec même microlites d'augite à extrémités fourchues de 0,1 à 0,2 mm de longueur et microlites de plagioclase plus petits. Leur disposition en éventail est semblable à celle que l'on peut observer sur les sakalavites. Quelques rares petits phénocristaux nagent dans le fond microcristallin.

Kara Mourt.

419. Gabbro fin, quartzique, doléritique. Pl. XII, fig. 1-2; analyse 13.

Cette roche a été prélevée dans la partie orientale du Kara Mourt, au pied du Kizil Dag.. Elle est quartzique et nous la décrivons à ce titre. Son niveau par rapport à la série des dolérites ne peut être précisé. Le jeu de la faille séparant le Kizil Dagh du Kara Mourt va en effet en s'accentuant vers le NE : le Kara Mourt est franchement affaissé et de la série des dolérites n'est finalement visible que la partie supérieure.

Ce gabbro rappelle le gabbro 427 par la taille et la disposition de ses feldspaths. Mais celui-ci est plus frais : c'est une bytownite à 70-80 % d'anorthite. Il est moulé par l'augite en voie d'ouralitisation et par le quartz.

Les paramètres sont III (I) 5. 4. 5 [1 (2). 1. 2. 2]. Le quartz est donc assez abondant pour se manifester par le paramètre *q*. Les autres paramètres sont ceux du gabbro 427.

Les fig. 1-2, pl. XII montrent bien l'ouralitisation de l'augite, contrastant avec la fraîcheur du feldspath et la limpidité du quartz.

710. Microgabbro ouralitisé. Pl. XVI, fig. 5.

En maints points de la périphérie des roches vertes, des calcaires et marno-calcaires crétacés supérieurs plongent tranquillement sous celles-ci. Et souvent un poudingue fin, d'environ 1 m d'épaisseur, s'interpose entre les sédiments de faciès classique du substratum et la roche verte ; il contient des grains et fragments verts, qui paraissent être de la roche verte altérée.

Nous avons expliqué que ce poudingue avait dû se former lors de la mise en place des roches vertes, en bordure de celles-ci, au fur et à mesure de leur progression, et que les éclats verts avaient été empruntés aux éléments meubles de leur surface (p. 173).

Il a été contesté que les éclats verts soient de la roche verte. Et en effet, ils sont le plus souvent altérés au point que la roche originelle est devenue méconnaissable. Nous avons pourtant trouvé, dans le Kara Dourane (à l'W de Kessab), un éclat présentant la structure d'une dolérite : échantillon 1455, représenté pl. XVI, fig. 4. On y distingue encore les fines baguettes de plagioclases, constituant un feutre;

mais l'augite et l'amphibole ne sont plus reconnaissables; la roche est d'ailleurs envahie par la calcite.

Pour bien établir que cet éclat représentait un élément de roche verte, nous avons recherché parmi nos lames minces une dolérite semblable : échantillon 710, représenté pl. XVI, fig. 5. Son gisement se situe dans le Kara Mourt, vallée du Buyuk Kara Çay, à 1 km au NE du sommet du Djebel Moussa. Ses fines baguettes de plagioclase, trop altéré pour être déterminable, constituent le même feutre serré. De l'augite en voie d'ouralitisation remplit les interstices. Enfin, la magnétite est présente sous forme de petits granules. On ne peut douter de l'identité de cette dolérite avec l'autre, elle est seulement beaucoup plus fraîche. Les éléments verts du poudingue sous-jacent à la roche verte sont donc bien constitués de roche verte. Nous discuterons ultérieurement les conséquences de cette constatation (p. 173).

899. Sakalavite. Pl. XVI, fig. 1.

Quoique les pillow-lavas manquent à la coupe de la côte sous le Djebel Moussa, elles couronnent la série des dolérites dans le NE du Kara Mourt, entre Karakilissé et Dekmecé.

Une lame taillée dans un verre de pillow-lava de Karakilissé nous a montré un curieux début de cristallisation par sphérolites, sans doute le long d'une fine fissure. Les sphérolites, de 1 mm de diamètre, sont constitués de microlites d'augite en forme de feuille de palmier. Par leur alignement, ils constituent une veinule au milieu du fond vitreux. Celui-ci contient quelques phénocristaux d'olivine, tout petits et altérés. La fig. 1, pl. XVI, ne montre pas les très fins cristallites d'augite qui commencent à apparaître dans le verre.

Bord NW du Kosseir.

Mont Silpius 839, 837.

Malgré ses intenses dislocations, le rebord du Kosseir au-dessus d'Antioche montre une partie essentielle de la suite des roches vertes : le passage des dolérites à la sakalavite à délit en oreiller et à perles semi-cristallines, semi-vitreuses.

Les roches décrites ci-après proviennent des abords de la route de Qnayé, du point où celle-ci s'éloigne du Mont Silpius pour monter sur le plateau du Kosseir.

839 (1). Microgabbro quartzique doléritique. Pl. XII, fig. 3-4; analyse 13.

Cette roche, immédiatement sous-jacente à la pillow-lava, rappelle 449 en légèrement plus fin et en plus altéré. L'augite est ouralitisée complètement et l'amphibole est chloritisée en grande partie ; le plagioclase est sale. Enfin le quartz remplit les vides de la trame constituée par l'amphibole et le plagioclase.

Les paramètres sont (II) III. '5. 4. 5 ['2. 1. (1) 2. 2]. Comme dans 449, le quartz se manifeste dans le paramètre *q*. Le plagioclase est un labrador à 66 % d'anorthite (60 % d'après le calcul). Par sa composition chimique, cette roche se place entre 427 et 837 ; elle représente bien la suite de la coupe côtière.

839 (2). Cinérite emballée par la roche précédente.

Dans le microgabbro quartzique 839 (1) gît un paquet d'une dizaine de mètres de longueur, stratifié, peu compact, verdâtre ou rougeâtre : c'est une cinérite limonitique, à fins cristaux altérés, parmi lesquels on reconnaît du feldspath, de l'amphibole et de la chlorite.

837. Sakalavites. Pl. VI, fig. 2.

En remontant le microgabbro doléritique précédent, on y voit apparaître petit à petit des traînées vitreuses noires. Au sol, elles dessinent des formes plus ou moins rondes, en volume elles doivent constituer des sortes de poches, dont le remplissage est de même nature que le microgabbro quartzique doléritique 839 (1). Dans l'épaisseur des traînées vitreuses se logent des perles en verre ou en matière semi-cristalline, qui atteignent la dimension d'un œuf de poule, plus rarement celle d'une grosse orange. Ces perles ou œufs se détachent et jonchent le sol. Cette roche, délitée en poches à enveloppe vitreuse ou « en oreillers », est la pillow-lava typique.

Elle n'est clairement visible qu'en de rares points, car elle est très altérable et se transforme en une terre d'un brun profond. Au début de son altération, le verre devient opaque, vert clair et mat ; il est alors reconnaissable. Lorsque l'alteration est plus poussée, la pillow-lava se révèle par les œufs semi-cristallins ou parfois par des roches scoriacées plus résistantes que le verre.

837 (1109 a). Esquille de perle. Pl. XIII, fig. 3.

Dans un fond vitreux incolore nagent des baguettes d'augite de 0,1 mm de longueur, hérissées de fines aiguilles d'augite. La distribution des baguettes est capricieuse. Tantôt elles constituent un feutre sans orientation dominante, dans lequel les baguettes s'incurvent gracieusement ; tantôt elles se couchent toutes selon une même direction. Ce verre emballe quelques petits phénocristaux d'olivine, en partie encore très frais, en partie transformés en saponite ou en xylotile.

L'analyse donne pour formule II (III). 4. 4 (5). 1 [2. 1. 1 (2). 2], soit sensiblement celle du microgabbro sous-jacent. La différence réside surtout dans la plus grande teneur en silice libre virtuelle : 11, 9 % contre 4,3 % ; celle-ci est incluse dans le verre.

La fig. 3, pl. XIII montre un feutre dense, composé de baguettes d'augite et de cristallites d'augite en forme de feuilles de palmiers, dont les interstices sont remplis par du verre translucide, incolore. Les cristallites ont une certaine tendance à se grouper en sphérolites, comme dans le verre 899. Il semblerait que les baguettes d'augite soient contemporaines de la prise du verre, tandis que les cristallites résulteraient d'un début de dévitrification ultérieure.

837 (3). Esquille de perle. Pl. XIII, fig. 4.

Elle est fraîche, plus claire que la précédente. Le fond est le même : un feutre de baguettes d'augite, dont les interstices sont remplis de verre. Ce fond enveloppe de

petits phéno-cristaux d'hypersthène de 0,2 mm de longueur et d'olivine. Des baguettes d'augite sont appliquées contre les faces de cristaux d'hypersthène ou se disposent en faisceaux à leurs extrémités. L'olivine est en grande partie transformée en talc et en saponite.

La figure 4, pl. XIII montre un cristal d'hypersthène baignant dans le feutre d'augite. L'une de ses extrémités est effilochée. L'autre est pointue. Sur la pointe s'articule un faisceau de baguettes d'augite. D'autres baguettes sont plaquées contre les parements de l'hypersthène. Le même phénomène est visible sur les fig. 1-4, pl. XIV.

837 (2). Verre de pillow-lava. Pl. XIII, fig. 1-2.

Le verre frais, translucide, emballe de petits phéno-cristaux d'augite et de bytownite à 76 % d'anorthite, également très frais. Ceux-ci se groupent en petits agglomérats ou se trouvent aussi isolément.

Le verre commence à se dévitrifier. Des baguettes d'augite, de 0,05 mm de longueur, hérissées de fines aiguilles, s'y développent par grappes, en particulier autour des phéno-cristaux.

Les fig. 1-2 montrent ce verre en faible et en fort grossissement. Fig. 1 on voit le verre uni, un plagioclase isolé, un agglomérat d'augite et de plagioclase, une augite isolée, enfin, en noir, les cristaux naissants d'augite. Fig. 2 montre la structure des cristaux naissants : une double nervure centrale et de fines aiguilles de part et d'autre. Ils poussent, denses, tout autour d'une baguette de plagioclase, tandis que l'augite adjacente baigne dans le verre presque intact.

837 (5). Perle de pillow-lava. Pl. XIV, fig. 1-2.

Quoique ce fragment de perle comporte toujours un fond vitreux, la cristallisation est plus avancée que dans les éclats précédents. Quelques rameaux en feuille de palmier sont encore visibles ; dans l'ensemble, les microlites d'augite sont plus grands, de forme plus nette ; ils atteignent 0,1 mm de longueur.

Dans le verre baignent des phénocristaux d'hypersthène et d'olivine restés frais. L'hypersthène se trouve aussi bien sous forme de petits individus à extrémités fourchues, que d'individus plus trapus. Il tend encore à s'accroître par addition de baguettes d'augite contre ses parements ou à ses extrémités ; le phénomène est bien visible sur les fig. 1-2, pl. XIV.

822. Sakalavite, fragment de perle. Pl. XIV, fig. 3-4.

Cette roche résume les phénomènes observés dans les pillow-lavas précédentes : on y trouve les microlites d'augite en feuille de palmier, de l'olivine altérée, de l'hypersthène à extrémités déchiquetées, habillé par les microlites d'augite, le tout à une échelle plus grande, les baguettes d'augite atteignant 1 mm de longueur.

Gisement : Çinar, à 8 km au SSW du Mont Silpius.

Bassit.

Des roches isolées du Bassit confirment et complètent la série du Hatay.

409. Serpentine. Pl. IX, fig. 3.

Jusqu'ici nous avons, autant que possible, décrit des roches fraîches. Mais nous ne pouvons pas ne pas figurer une roche classique d'altération des péridotites : la serpentine.

La serpentine est commune et la serpentinisation est même souvent si avancée que la roche originelle est presque complètement oblitérée. Rappelons cependant que L. Finckh a reconnu, dans les serpentines de notre région, le produit de l'altération de toute une gamme de roches diverses allant des lherzolites et wehrlites jusqu'aux gabbros sans olivine.

Nous figurons une serpentine dérivée d'une péridotite riche en pyroxène orthorhombique, c'est-à-dire d'une harzburgite. Dans la plaque mince sont visibles encore quelques pyroxènes de 3 mm de diamètre ; de l'olivine ne subsistent que de petits éclats. La serpentine, en se développant à partir des fissures des minéraux originels, a pris sa structure maillée classique. Elle a formé aussi de curieux édifices rectangulaires encadrant un remplissage isotrope.

Gisement : sous le Bassit Qala, Ras Bassit.

455. Gabbro à olivine. Pl. X, fig. 1.

Ce gabbro grenu vient, comme les gabbros 432 *a* et *b*, de l'extrême base de la partie feldspathique des roches vertes et il a la même constitution minéralogique. Sur le terrain, il se présente comme un petit massif résistant, d'une dizaine de mètres de longueur, au milieu d'une arène ; il apparaît franchement rubané.

La plaque mince montre que son grain est plus gros que celui des gabbros 432 *a* et *b* : le pyroxène mesure communément 2 mm de longueur.

L'olivine se trouve en gouttelettes dans le feldspath et dans l'augite. Elle est en voie de transformation en fibres d'amphibole. Le plagioclase, une anorthite. forme de petits et de grands cristaux, qui sont emballés ou moulés par l'augite. Celle-ci commence à s'ouralitiser. Enfin, la magnétite se concentre à la périphérie ou dans les craquelures de l'olivine. L'ordre de cristallisation est donc : olivine, anorthite, augite.

La fig. 1, pl. X montre de grandes plages d'augite, finement clivées, moulant les grains de plagioclase.

Ce gabbro doit être légèrement plus calcique que les gabbros 432 *a* et *b*, dont le plagioclase est un labrador à 90 % d'anorthite.

Gisement : ancienne carrière dans le coude de la route d'Antioche, au bas de Duz Arhatch, à 11 km de Qastal Moaf (sur le frontière syro-turque).

459. Contact de gabbro fin ouralitisé, doléritique et de basalte. Pl. XVI, fig. 3.

Nous avons décrit la structure tourmentée des dolérites avec enchevêtrement de matériel grenu et de matériel fin, telle qu'on peut l'observer soit le long de la route Lattaquié-Antioche, à 4 km au N de Qastal Moaf ou dans le Buyuk Kara Çay, au N du Djebel Moussa. Au sommet de la coupe côtière, les échantillons 427 et 427 (1-7) nous ont montré, sur 1,50-2 m d'épaisseur de roche stratifiée, l'association de gabbros fins, de dolérites et de basaltes, ces derniers présentant déjà des analogies avec les sakalavites. L'échantillon 459 nous montre ce contraste d'éléments gabbroïques et basaltiques dans une même plaque.

Sur une partie de la plaque mince est visible un gabbro fin, doléritique, ouralitisé et altéré, rappelant le gabbro 127, sur l'autre un basalte. Celui-ci contient de minuscules agglomérats de grains d'augite en voie d'ouralitisation, des cristaux déchiquetés d'augite ouralitisée, des baguettes de feldspath de 0,1 à 0,2 mm de longueur ; son fond est très finement microgrenu.

La plaque ne permet pas de préciser lequel des matériaux est antérieur à l'autre. Nous avons dit que l'examen du terrain conduit plutôt à la conclusion que les deux matériaux seraient quasiment contemporains, le fin constituant l'enveloppe du grossier.

Gisement : 4 km au N de Qastal Moaf, le long de la route.

1455. Dolérite altérée. Pl. XVI, fig. 1. Voir 710 du Kara Mourt.

406, 1427, 1427 a. Dolérite ouralitisée ; sakalavites.

Nous avons décrit déjà le fragment de coupe de la partie la plus haute du corps des roches vertes visible à Ziaret Khoder, sur la côte N du Bassit : des dolérites y passent insensiblement à des pillow-lavas typiques, accumulées, par couches successives, sur 250-300 m d'épaisseur. C'est la répétition de la coupe de la route de Qnayé, au-dessus du Mont Silpius. La succession des roches est la même. Les pillow-lavas de Ziaret Khoder nous ont fourni des matériaux plus frais que celles du Mont Silpius.

406. Dolérite fine ouralitisée.

Sur la côte même, plongeant sous la mer, est visible une dolérite semblable au microgabbro quartzique doléritique 839 qui, au Mont Silpius, constitue le substratum immédiat de la pillow-lava ; elle est un peu plus fine et plus altérée. La plaque montre de l'augite complètement ouralitisée, un plagioclase altéré, indéterminable et de la magnétite. La roche présente des caprices dans le développement et la distribution de ses éléments : ceux-ci sont par places plus développés qu'en d'autres ou bien l'un d'eux devient localement plus abondant qu'ailleurs. La roche est trop altérée pour être analysée.

1427. Sakalavite. Analyse 16.

Cette esquille de perle de pillow-lava est constituée d'un verre très frais, de phéno-cristaux abondants d'olivine et d'hypersthène et de baguettes d'augite. L'olivine est en général altérée. Les phéno-cristaux d'hypersthène, plus petits, s'agglomèrent par petits amas. Les baguettes d'augite, fraîches, à contours bien nets, ont souvent des extrémités fourchues. La magnétite est rare.

L'analyse montre que cette roche est chimiquement comparable à la pillow-lava du Mont Silpius. Les formules des deux roches sont :

1427, Ziaret Khodor III'. '1. 4. 4 (5) [2. 1. 2. 2].

837, Mont Silpius II (III). 4. 4 (5). 4 [2.'1. 1 (2). 2].

Comme le laissait prévoir la plaque mince, la roche de Ziaret Khodor est plus chargée en éléments ferro-magnésiens que l'autre ; elle est en conséquence plus pauvre en feldspath, les teneurs en silice libre etant sensiblement les mêmes dans les deux roches. Prise dans son ensemble, la pillow-lava de Ziaret Khodor est caractérisée par un excès de magnésie et un déficit d'alumine.

1427 a. Sakalavite. Pl. XV, fig. 1-4.

Cette esquille de perle de pillow-lava nous montre encore un nouvel aspect de roche saisie dans son refroidissement. Elle rappelle les perles 822 de Cinar ou 837 du Mont Silpius. La plaque comporte des phéno-cristaux d'olivine, altérés : ils ne sont pas visibles sur les fig. 1-4, pl. XV. L'augite, en baguettes de 0,8 mm de longueur et en fines aiguilles multiformes, constitue un feutre serré, noyé dans du verre souvent altéré. Les cristallites d'augite s'ordonnent en édifices d'un aspect particulièrement décoratif. Il existe également des baguettes d'olivine.

1431 a. Tuf volcanique. Pl. XVII, fig. 4.

De temps à autre se trouvent, dans la zone des pillow-lavas, d'autres variétés de roches volcaniques. Du Mont Silpius, nous connaissons déjà une cinérite. Dans le Bassit, dans le talus de la route aux alentours de Qastal Moaf, sont visibles des brèches volcaniques, des scories bulleuses et également du tuf volcanique. A 100 m au SW du poste de gendarmerie, la route est entaillée dans un tel tuf.

Il est constitué de lapillis d'environ 1 mm de diamètre, agrégés par de la calcite. Au cœur de chaque lapilli se trouve un cristal d'amphibole verte ou brune ou parfois de biotite. L'enveloppe est une gouttelette de verre sale, piquetée de magnétite et envahie par la calcite.

Cette roche rappelle les pépérites de la Limagne, qui sont interprétées comme des projections sous-lacustres.

Les gouttelettes de verre paraissent en noir sur la fig. 4, pl. XVII, leur inclusion d'amphibole en clair. Le fond clair autour des gouttes est de la calcite.

461 (2). Radiolarite. Pl. XVI, fig. 2.

Les radiolarites occupent une place spéciale parmi les sédiments flottant à la surface des roches vertes : leur genèse est liée à la mise en place des roches vertes. C'est pourquoi nous en figurons une parmi les verres de pillow-lava. Elle vient de Qastal Moaf, des lacets de la route à 500 m au SW du poste de gendarmerie.

Sur le terrain elle se présente en fins lits de jaspe rouge, intensément et capricieusement plissotés. Elle n'a pas d'extension, elle est emballée par petits paquets dans la pillow-lava altérée (v. pl. VIII, fig. 2).

Cette radiolarite est partiellement épigénisée. Les Radiolaires ont presque toutes disparu : à leur place subsistent des taches blanches de quartz secondaire. Une Radiolaire est cependant visible dans le coin en haut et à gauche.

La roche est envahie par de la pyrolusite.

Turkmenli (Bassit).

Le décrochement entre le massif haut du petit Kizil Dagh et le massif bas du Ras Bassit s'amorce dès les abords de la grand'route aux environs de Qastal Moaf. C'est ainsi que celle-ci est dominée à l'E par des péridotites et qu'en contre-bas, à l'W, se développent la pillow-lava et son cortège de radiolarites et de sédiments divers. Turkmenli se situe à 1.800 m au N de Qastal Moaf, en contre-bas du rejel, sur la pillow-lava. Celle-ci est à vif dans des ravinements sous le village.

Les terrains en pente douce sont labourés et plantés de blé. Des murettes y ont été aménagées pour retenir la terre. C'est dans l'une d'elles, au-dessus du village, que nous avons remarqué des blocs sombres, rappelant le basalte, contenant de gros cristaux noirs, de la dimension d'une noisette ou d'une noix. De semblables blocs jonchent le sol, à proximité. Parmi eux se trouvent des blocs scoriacés, bulleux, rougeâtres. La roche n'est pas visible en place, mais il apparaît que les divers blocs, de caractère un peu exceptionnel dans le pays des roches vertes, sont liés génétiquement. La lame mince révèle qu'il s'agit de basaltes et de monchiquites.

1401 f. Basalte. Pl. XVII, fig. 1-2.

Cette roche est une lave bulleuse, à cavités de 0,5 à 2 mm de diamètre, ordonnées par plans parallèles.

Sa pâte fine, confuse, se compose de microlites de plagioclase de 0,1 mm de longueur, de microlites plus petits et très abondants d'augite et d'amphibole brune, de squelettes de cristaux de magnétite en grilles, enfin de verre altéré.

Les phénocristaux, petits et peu abondants, à contours rongés par corrosion, sont constitués d'augite titanifère, verdâtre intérieurement, violacée à la périphérie.

Les cavités sont tapissées ou remplies de calcite et de quartz secondaires.

La fig. 1, pl. XVII montre l'aspect général de la roche, son fond à microlites et ses

cavités remplies de calcite. Sur la fig. 2 sont visibles des baguettes de plagioclase altéré, à contours flous, et les squelettes en grille de cristaux inachevés de minerai.

1401 c. Basalte, Pl. XVII, fig. 3.

Des phénocristaux d'augite de toutes tailles baignent dans une pâte fine, obscurcie par du minerai en poussière. L'augite atteint 2 cm de long ; elle est maclée. Les grands cristaux ont leurs contours propres ; parmi les petits s'en trouvent à contours déchiquetés par corrosion. Certaines augites sont violacées, titanifères ou manganésifères.

La fig. 3, pl. XVII montre le bord d'un gros cristal d'augite et un autre plus petit, entier, de 2 mm de long, baignant dans la pâte fine et sombre.

1401 d. Enclave dans la monchiquite. Pl. XVIII, fig. 1 ; analyse 17.

D'un bloc de Turkmenli, nous avons extrait une enclave particulièrement volumineuse et l'avons fait analyser.

La lame mince montre l'opposition très nette entre de larges phénocristaux et une pâte fine, sombre. Le minéral dominant est une hornblende barkevicitique très dispersive ($ng/c = 11°$, 2 V variable, voisin de 65°). Celle-ci emballe pœcilitiquement de grands cristaux d'augite tantôt limités par leurs formes propres, tantôt par des contours arrondis ou déchiquetés par corrosion. L'apatite constitue de grands cristaux atteignant 2 mm de diamètre.

L'amphibole est corrodée et les cavités de sa périphérie sont envahies par du matériel microlitique ou vitreux ou par du minerai : magnétite, ilménite en larges plaques ou en grains fins.

Les paramètres sont 'IV. 6 (7). 4. '4 [2 (3). '2. 2. 2]. Le paramètre *p* s'explique par le choix même de l'échantillon : en tant qu'enclave ferro-magnésienne, il est forcément pauvre en éléments blancs. Les autres paramètres se rapprochent de ceux de la monchiquite typique 1401 *b*. $q = 6$ (7) témoigne d'un déficit en silice ; l'apparition de hornblende barkevicitique, variété de l'amphibole riche en sesquioxydes et un peu sodique, montre un enrichissement en Fe et Mg.

La fig. 1, pl. XVIII, montre un grand cristal d'amphibole brune emballant pœcilitiquement des phénocristaux plus petits d'augite, et dans le coin en haut, à gauche, un cristal d'apatite.

1401 g. Monchiquite. Pl. XVIII, fig. 2.

Cette plaque mince révèle des structures plus variées que la précédente. Certaines parties sont constituées par des agglomérats de gros et de petits cristaux sans participation de verre ; ailleurs les cristaux nagent dans un verre gris-jaune, où l'on voit, au fort grossissement, des cristallites d'augite naissants, en forme de feuille de palmier, comme dans les sakalavites.

Les phénocristaux sont constitués de hornblende barkévicitique, d'augite verte, parfois bordée d'une frange moins colorée ou incolore, d'apatite abondante et de minerai sous forme de plages ou de petits grains.

Cette roche ne diffère pas essentiellement de la précédente.

La fig. 2, pl. XVIII, montre en haut, à gauche, un agglomérat de grands phénocristaux d'amphibole ; à droite et en bas des phénocristaux d'augite plus petits, noyés dans du verre ; au centre, des cristaux plus petits d'amphibole brune, dont l'un corrodé profondément, d'autres en forme allongée, enfin de l'apatite, le tout noyé dans un verre altéré en cristallites indéterminables.

1401 b. Monchiquite. Pl. XVIII, fig. 3-4; analyse 18.

Dans cette roche, des cristaux de toutes tailles sont également répartis dans le verre et tous les intermédiaires existent entre les grands phénocristaux et les fins cristallites commençant à apparaître dans le verre.

Le tableau minéralogique est le suivant : hornblende barkévicitique, augite titanifère, apatite, minerai opaque. De nombreux cristaux sont corrodés et témoignent d'un transport de leur milieu d'origine dans un milieu chimiquement différent. Autour de cristaux corrodés, un autre minerai s'est occasionnellement développé.

La fig. 4 montre, en haut, une amphibole brune nourrie périphériquement par de l'augite ; au centre, un grand cristal d'amphibole brune, corrodé, est enveloppé d'une pellicule de verre sale, puis encadré par un grand cristal d'augite. Parfois l'amphibole brune reprend sa croissance autour de l'augite. Ces détails révèlent un milieu chimique instable.

Dans le fond vitreux, les cristallites d'augite reproduisent la structure en feuille de palmier qui nous est connue des sakalavites.

Les paramètres sont II'. 6'. 3. 4 [3. 2'. 2. 2 (3)]. Les caractéristiques de la roche sont le déficit en silice, l'abondance des alcalis, du minerai et de l'apatite. C'est un lamprophyre.

CHAPITRE III

COMPARAISONS ET DISCUSSION SUR LA PÉTROGRAPHIE DES ROCHES VERTES

Le groupe de roches décrit a été choisi sur le vu d'un grand nombre de plaques minces, avec l'intention de donner une coupe du corps des roches vertes, depuis ses plus profondes parties visibles jusqu'à sa surface. Malgré leur rareté, les monchiquites ont été signalées en tant que manifestation particulière.

Vouloir décrire une coupe du corps des roches vertes suppose implicitement que l'on admette une certaine régularité de structure, consistant dans un ordre déterminé, dans la succession de bas en haut des diverses variétés de roches constituant ce corps des roches vertes. C'est un peu traiter les roches vertes comme du sédimentaire.

Cette notion d'un ordre dans la succession, de bas en haut, des diverses roches nous a été suggerée par le terrain. Nous avons toujours trouvé les roches dans le même ordre et nous n'avons constaté d'autre anomalie que le plus ou moins grand développement de l'une des parties du corps des roches vertes, pouvant aller jusqu'à l'absence de l'une ou de plusieurs.

Nous devons maintenant, en nous servant des lames minces et des analyses, vérifier dans quelle mesure existe un ordre vertical, en préciser les caractères. Et s'il existe des perturbations à un ordre donne, nous devrons également les caractériser et essayer de les expliquer.

Nous nous appuierons sur la coupe de la côte au pied du Djebel Moussa et nous servirons des autres roches seulement pour la compléter.

Pour rendre apparents à l'œil les resultats des analyses chimiques, nous avons dressé deux *graphiques* (fig. 23).

L'un représente la *coupe type de la côte*. Sur une coupe au 100.000e passant par Ikiz Tepe et le Djebel Moussa, nous avons projeté la côte ; horizontale de cote 0, en figurant d'une part le décollement qui longe le pied du Kizil Dagh, d'autre part les gisements des échantillons 433 à 427. Ceux-ci se trouvent ainsi approximativement situés par rapport au corps des roches vertes avant son érosion ; car sa coupe par le plan vertical passant par la côte devait être sensiblement la même que celle le long de la ligne Ikiz Tepe-Djebel Moussa.

Des gisements des échantillons 133 à 127 partent les ordonnées d'un graphique, où sont figurés les divers paramètres de P. NIGGLI : si, al, fm, c, alc ainsi que mg × 100. Les abscisses de ce graphique sont donc les distances entre les gisements des échantillons 433 à 127. Ces distances seraient proportionnelles à la hauteur des gisements dans le corps des roches vertes, si tout le long de la coupe celui-ci était également incliné. Or ce n'est pas le cas, le massif est courbe. De sa courbure on ne peut faire que de mauvaises évaluations. Nous gardons donc en abscisses les distances horizontales brutes : elles donnent une idée de la hauteur du gisement des diverses roches. L'échantillon 127 est tout près de la surface, l'échantillon 433 est le plus profond.

A la coupe de la côte manque la pillow-lava typique, c'est-à-dire la surface. Pour que le graphique soit complet, nous avons ajouté, à une abscisse convenable, une ordonnée représentant les paramètres de la pillow-lava du Mont Silpius : échantillon 837 (1109 *a*). L'abscisse a été choisie de façon à respecter le caractère général du graphique.

Ainsi, ce graphique nous montre les variations des paramètres de NIGGLI de bas en haut, depuis le gisement de l'échantillon 133 jusqu'à la surface du corps des roches vertes.

L'autre figure est le graphique classique, dans lequel sont portées en abscisses les valeurs du paramètre si et en ordonnées celles des paramètres al, fm, c, alc. Nous l'avons complété en ajoutant les valeurs de mg × 100, qui nous paraissent présenter un certain intérêt.

Dans ce deuxième graphique, toute notion d'un ordre vertical dans la succession des roches disparaît. Il représente une abstraction chimique. Mais cette abstraction peut donner certains avertissements. De plus, ce mode de représentation permet de figurer n'importe quelle roche, dont on ignore même la position relative : nous avons représenté en plus de la suite 433 à 427, les échantillons 110, 937, 839, 837, 1127, enfin les deux monchiquites 1401 *d* et 1401 *b*.

Dans les deux graphiques, la partie gauche, allant de 133 à 431, montre une variation des paramètres selon des fonctions linéaires simples ; la partie droite est différente, plus capricieuse. Les deux monchiquites occupent, dans le deuxième graphique, une position légèrement aberrante : nous n'en n'avons pas tenu compte pour le tracé des courbes.

Passons à l'étude de la coupe type.

Roches vertes non feldspathiques.

Notre coupe ne comporte qu'une seule roche non feldspathique : la péridotite à enstatite 433.

Sa position par rapport à l'épaisseur du corps des roches vertes reste inconnue, puisque le substratum n'apparaît pas et que par conséquent la position de la base

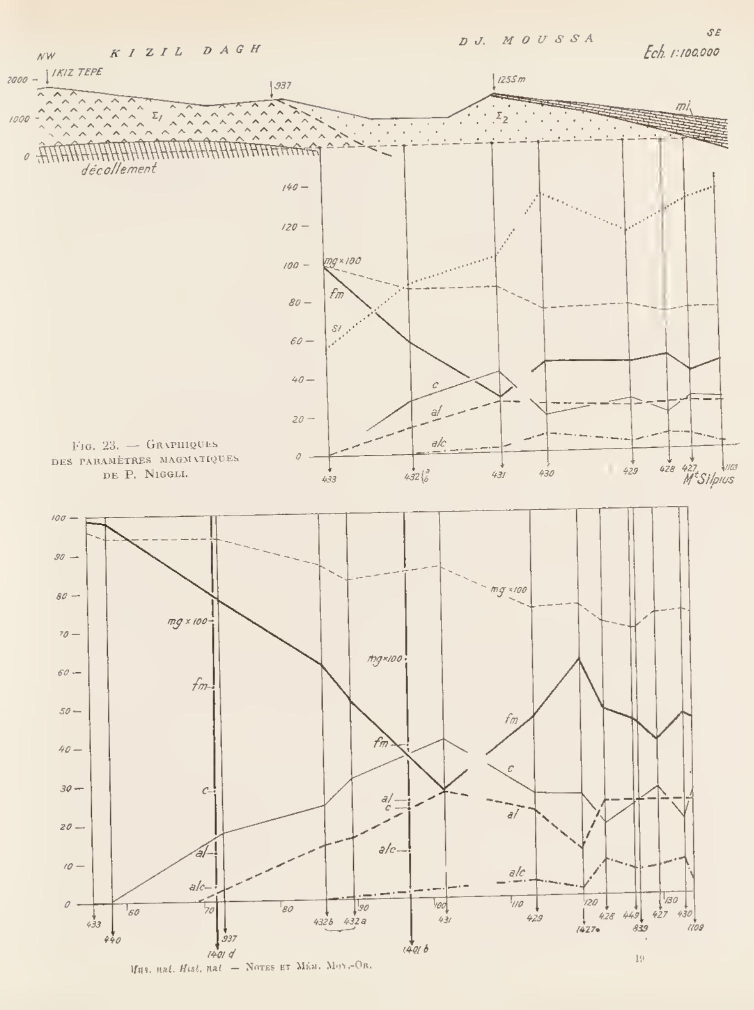


Fig. 23. — Graphiques des paramètres magmatiques de P. Niggli.

reste indéterminée. Mais la comparaison avec les peridotites à enstatite 440 et 56 montre qu'il s'agit d'une roche assez profonde.

La roche 440 a été prélevée, à l'E d'Alexandrette, à environ 150 m au-dessus de la base des roches vertes. L'échantillon 56, du Kara Çay (Ras Khanzir), paraît identique aux plus profondes roches rencontrées sur les crêtes du Kizil Dagh.

Ces deux roches de gisements profonds présentent la même constitution minéralogique et sensiblement la même composition chimique que 433. Ce sont des péridotites à enstatite.

Les valeurs de leurs paramètres de A. Lacroix sont les suivantes :

	433	440	56
p	0,016	0,017	0,068
h	10,5	19,2	53,7
k	0,4	0,3	0,3
l	∞	238	∞
m	32,4	17,0	19,2

(les paramètres *q*, *r*, *s* sont sans intérêt, ces roches étant mélanocrates).

Chez 433, tout le FeO est sous forme de magnétite ; il n'entre pas de diopside dans sa composition ; le pyroxène orthorhombique et l'olivine sont exclusivement magnésiens ; la teneur de la magnétite est de 7 %. La formule est V [1'. 4. 1. 1].

440 et 56 sont semblables. Ils contiennent moins de magnétite, respectivement 3,2 et 0,9 %. Il y a une certaine proportion de FeO dans les pyroxènes et l'olivine ; le rapport du métasilicate de MgO au métasilicate de FeO est de 18 et 18,7 (limite entre enstatite et bronzite). Les formules sont V [1. 4. 1. 1].

Du haut de la partie non feldspathique du corps des roches vertes viennent les échantillons 936 et 937. Le premier est trop serpentinisé pour que nous puissions en tenir compte. Le deuxième se place harmonieusement, dans le graphique de Niggli, à peu près à mi-distance entre les roches 433 et 432.

	440	56	433	936a	937
SiO_2	43,80	42,10	38,30	39,30	44,25
FeO	4,75	4,10	2,35	4,65	3,25
MgO	45,00	43,90	41,50	27,00	27,20
CaO	0,60	0,35	0,15	8,10	10,40
$Na_2O + K_2O$	0,55	0,20	traces	0,08	0,23
Diopside	1,08	0	0	13,72	34,40
Hypersthène	18,26	19,90	22,70	6,81	15,76
Olivine	70,26	68,20	56,70	11,90	26,76

Dans 936 *a*, la lame mince révèle les éléments d'une péridotite à augite. Et 937 pourrait être appelée une augitite à péridote. Les deux roches se différencient des précédentes par une moindre abondance de l'olivine et par le remplacement de l'enstatite par de l'augite. Elles sont en effet moins magnésiennes et plus calciques.

Le tableau ci-dessus met en évidence les points communs à ces diverses roches et leurs différences.

Les teneurs en SiO_2 et FeO restent les mêmes, les alcalis sont également absents ; la magnésie diminue vers le haut et la chaux augmente. Le tableau minéralogique est modifié en conséquence : apparition de diopside virtuelle, diminution de l'olivine. L'analyse confirme bien la plaque mince.

La formule de 937 diffère déjà de V [1. 1. 1. 1] : elle est (IV) V [1 (2). 2 (3). '2. 1].

Les gabbros de base.

Des augitites à olivine ou wehrlites, le passage aux gabbros est insensible et les gabbros à leur tour passent aux dolérites.

Dans les gabbros de base se poursuit la modification graduelle du tableau minéralogique et de la composition chimique, tandis que dans les dolérites, la succession est heurtée par des retours en arrière, aussi bien dans la structure minéralogique que dans la composition chimique.

Nous considérerons donc d'abord les gabbros de base : les gabbros à olivine 432 *a* et *b* et le gabbro sans olivine 431. Aux deux premiers se rattache le gabbro à olivine 155, ramassé au même niveau relatif, le long de la route de Lattaquié à Antioche.

Les trois gabbros à olivine offrent le même tableau minéralogique : olivine en grains ou gouttelettes dans le feldspath ou le pyroxène, augite, labrador à 90 % d'anorthite.

Le gabbro sans olivine est constitué d'augite et de labrador à 88 % d'anorthite.

Tous ces gabbros sont franchement rubanés.

Les modifications dans le tableau minéralogique tiennent à l'accentuation des modifications chimiques constatées dans les roches non feldspathiques : diminution de la magnésie, augmentation de la chaux ; il faut y ajouter l'apparition de l'alumine en quantités croissantes vers le haut.

Le tableau suivant rend compte de ces modifications :

	433	937	432a	432b	431
SiO_2	38,30	41,25	46,30	45,40	46,75
Al_2O_3	—	—	13,50	12,50	21,10
MgO	41,50	27,20	15,00	17,80	7,00
CaO	0,15	10,40	15,20	12,00	18,00
$Na_2O + K_2O$	traces	0,23	0,55	0,25	1,20
Labrador à 90 % (d'An.)	—	—	34,41	40,14	61,76
Diopside		34,40	32,49	20,59	28,41
Hypersthène	22,70	15,76	7,02	23,07	0,46
Olivine	56,70	26,76	17,25	12,72	3,41

Les dolérites.

De l'échantillon 430 aux échantillons 427, le tableau minéralogique reste à des détails près le même : augite ouralitisée, plagioclase allant de l'andésine à la bytownite, enfin magnétite. La structure varie de celle d'un gabbro fin doléritique, à plagioclase de 1 mm de longueur, à celle d'un basalte à microlites de 0,1 à 0,2 mm de longueur.

Ces roches étaient annoncées par le gabbro ophitique ouralitisé 431 (1) : il n'y a pas rupture dans la série entre les échantillons 131 et 130, comme paraissent l'indiquer nos deux graphiques.

Mais la succession capricieuse de roches grenues et fines, leur étonnante association en un même lieu, indiquent qu'il n'y a plus, comme dans les parties profondes du corps des roches vertes, variation continue, dans un sens donné, du caractère des roches.

Notre premier graphique montre clairement qu'à partir de l'échantillon 430 et jusqu'à la pillow-lava du Mont Silpius comprise, les paramètres de Niggli oscillent autour d'une valeur moyenne. Le graphique classique de Niggli montre, moins clairement, le même phénomène. La sakalavite 1427 du Bassit trouble l'allure des courbes, mais on peut remarquer qu'elle se situe géographiquement à l'écart des autres roches représentées et en faire abstraction.

Les caprices de la composition chimique dans la zone des dolérites apparaissent à la lecture du tableau des résultats d'analyses et des éléments de calcul des paramètres. Ce tableau a été dressé pour les échantillons 431 et 837. En le lisant par lignes horizontales, on constate qu'une caractéristique quelconque varie, dans la suite de roches, sans loi apparente.

Recherchons pourtant des traits généraux, en tenant compte à la fois de ce tableau et des données apportées par l'étude des lames minces.

Le gabbro 131 (2) occupe une position d'intermédiaire entre les roches profondes et les dolérites. Il rappelle les roches profondes par ses éléments colorés : faible teneur en minerai, $h = 1'$; présence d'olivine virtuelle, mais en faible quantité ; prédominance encore marquée de MgO sur FeO. Il se rapproche des dolérites par un plagioclase très légèrement moins calcique que celui des gabbros à olivine (86 % d'anorthite au lieu de 90 %).

Les dolérites 430 à 427 constituent un ensemble assez homogène. Elles répondent à la formule : II (III)-III. 5. 3 (4)-4. 4-5 [I (2)-2. 1-1 (2). 1'-2. 2], qui explique les caractères pétrographiques suivants : absence de quartz figuré, plagioclase allant de l'andésine au labrador, magnétite relativement abondante, absence de l'olivine ; elle exprime aussi un appauvrissement en magnésie.

Tableau de calcul des analyses de dolérites
et de la pillow-lava du Mont Silpins.

	431 (2)	430	429	428	427	837
SiO_2	46,75	51,60	49,32	49,50	52,30	50,10
Al_2O_3	21,40	16,05	16,95	16,30	16,90	15,50
Fe_2O_3	1,10	2,70	2,40	3,50	2,35	3,55
FeO	2,00	5,05	5,25	5,65	4,65	1,45
MnO	0,06	0,11	0,18	0,08	0,08	0,14
MgO	7,00	8,10	9,15	8,10	7,10	7,15
CaO	18,00	7,00	10,90	7,10	10,50	9,10
Na_2O	1,00	3,55	1,55	3,70	3,10	1,15
K_2O	0,20	0,31	0,65	0,25	0,15	0,50
TiO_2	0,45	0,90	0,85	0,75	0,75	0,95
P_2O_5	0,15	0,03	0,02	0,12	0,09	0,12
H_2O	1,30	3,60	2,15	3,60	1,00	4,25
H_2O—	0,55	0,40	0,70	0,70	0,50	2,40
Total	99,96	99,40	100,07	99,35	99,47	99,36
SiO_2 libre	—	1,92	1,32	—	2,28	11,94
Orthose	1,11	1,67	3,89	1,11	1,11	2,78
Plagioclase	61,76	56,84	50,35	58,68	57,89	45,31
% Anorthite	86	47	74	46	55	79
Diopside	28,41	6,21	13,53	5,78	16,43	6,83
Hypersthène	0,46	23,05	23,05	19,75	15,40	18,60
Olivine	3,41	—	—	2,92	—	—
Magnétite	1,62	3,94	3,18	5,10	3,25	5,10
Ilménite	0,76	1,67	1,52	1,37	1,37	1,82
Apatite	0,34	—	—	0,34	—	0,34
p	1,796	1,733	1,336	1,695	1,523	1,836
q	0	0,033	0,024	0	0,040	0,248
r	0,094	0,618	0,238	0,633	0,456	0,178
s	0,125	0,053	0,280	0,033	0,040	0,277
h	11,867	5,216	7,316	4,178	6,889	3,503
k	8,466			8,743		
l	1,611	9,714	12,102	10,769	3,259	7,774
m	6,250	2,886	3,133	2,589	2,766	2,887
Formules magmatiques	II (III) 5 5 (4) 5 1' (1) 2 (2) 3 (1) 2	II (III) 5 3 (4) 5 2 1 1' 2	III 5 1 4 1 (2) 1 1' 2	II (III) 5 3 (4) 5 2 1 (2) 1' 2	II (III) 5 4 5 (1) 2 1 2 2	II (III) 4 4 (5) 1 2 1 1 (2) 2

La *sakalavite* se distingue par l'abondance de son quartz libre virtuel : 12 %. Comparons-la à celle du Bassil, pour nous assurer qu'elle est bien représentative de la composition des pillow-lavas.

Le tableau de la composition minéralogique virtuelle est le suivant :

	837	1127
Silice libre	11,91	12,66
Orthose	2,73	1,11
Plagioclase	15,34	25,16
% Anorthite	79	73
Diopside	6,83	26,34
Hyperstliène	18,60	19,27
Magnétite	5,10	9,51
Ilménite	1,82	1,22
Apatite	0,34	0,20

La sakalavite du Bassit est franchement plus mélanocrate que celle du Mont Silpius, ce qui tient à son abondance en phénocristaux ferro-magnésiens, révélée par la plaque mince. Pour le reste, les deux laves se ressemblent et leurs formules magmatiques se tiennent dans la ligne générale de celle des dolérites :

837 : II (III). 1. 1 (5). 1 [2. 1. 1 (2). 2].

1127 : III. '1. 4. (1) 5 [2. 1. 2. 2].

Les deux roches se distinguent des dolérites par l'abondance de la silice dissimulée dans le verre, laquelle cependant ne suffit pas pour les en séparer.

Gabbro quartzique doléritique et dolérites quartzifères.

L'apparition de quartz figuré dans la zone des dolérites est exceptionnelle. Nous avons décrit deux roches doléritiques quartzifères : 419 et 839_1. Comment se placent-elles dans le tableau général ?

Les paramètres de NIGGLI de celles qui ont été analysées se ressemblent et elles prennent bien place dans nos deux graphiques entre les paramètres des échantillons 428 et 127.

Les paramètres de NIGGLI pour ces quatre roches sont les suivants :

	128	419	839	427
si	122,6	126,26	126,72	129,04
al	23,77	22,51	24,22	24,59
fm	48,14	43,00	45,02	39,85
c	18,8	30,15	24,37	27,85
alc	9,2	4,3	6,38	7,7
k	0,03	0,03	0,02	0,04
mg	0,71	0,68	0,69	0,73

La présence de quartz figuré, dans une proportion de 6,84 % pour 419 et de 4,32 % pour 839_1 ne traduit pas d'anomalie de ces roches : elle résulte vraisemblablement d'une refusion des roches originelles par des fumerolles.

Les formules magmatiques, dans la classification de A. LACROIX sont les mêmes que celles des dolérites :

419 : III. (4) 5. 1. 5 [1 (2). 1. 2. 2].

839 : (II) III. '5. 4. 5 ['2. 1. (1) 2. 2].

Les monchiquites.

Nous avons figuré sur le graphique de P. NIGGLI, le paramètre

$$mg \times 100 = \frac{MgO}{FeO + MgO + MnO} \times 100.$$

Il présente cette particularité d'être le seul à conserver, à travers tout le graphique, une régularité d'allure : à de petits écarts près, il est une fonction linéaire de si. Il est égal à 96 pour si = 55 (péridotite à enstatite 1433) et égal à 73 pour si = 131 (sakalavite du Mont Silpius, 837). Traduite en mots, cette relation exprime que plus *une roche est siliceuse, moins elle est magnésienne.*

Deux roches, seulement parmi celles qui ont été analysées ont leur point mg × 100 franchement en dehors de la droite mg × 100 : les deux monchiquites. Elles sont à la fois relativement pauvres en MgO et pauvres en silice, autremens dit, étant donné la valeur de leur paramètre mg, elles devraient être franchement plus siliceuses. Leurs autres paramètres de Niggli correspondent aussi à une plus forte teneur en SiO_2.

Le déficit en silice des monchiquites se manifeste dans la plaque mince par la présence d'amphibole brune. Dans le calcul de la composition minéralogique virtuelle, il fait apparaître des feldspathoïdes et disparaître l'hypersthène. Compte tenu de ces remarques, un certain parallelisme peut être tracé entre l'enclave de monchiquite 1401 *d* et la sakalavite 1427 ; rappelons que cette dernière est riche en phénocristaux ferromagnésiens. — La monchiquite 1401 *b* est plus particulière.

Le tableau de la composition minéralogique virtuelle des trois roches rend compte des analogies et différences :

	1401 d	1401 b	1427
SiO_2			12,66
Orthose		9,45	1,11
Leucite	4,80	—	—
Albite		15,72	6,81
Néphéline	6,25	11,08	—
Anorthite	19,71	25,58	18,35
Diopside	35,42	10,62	26,34
Hypersthène	—		19,27
Olivine	7,56	5,10	—
Magnétite	4,18	9,74	9,51
Ilménite	12,77	4,71	1,22
Hématite	5,28	—	
Apatite	0,87	2,02	0,2

La roche 1401 *b*, qui mieux que l'enclave 1401 *d* représente les monchiquites, se distingue des dolérites par peu de MgO, beaucoup de Na_2O, K_2O, TiO_2 et P_2O_5 et l'insuffisance de la silice pour saturer ces bases. Ces caractères sont ceux d'un lamprophyre.

CHAPITRE IV

CONCLUSIONS DE L'ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE

Nous nous sommes aidés des paramètres magmatiques de A. LACROIX et P. NIGGLI pour analyser la lithologie du corps des roches vertes depuis ses parties profondes jusqu'à sa surface. Confrontons les résultats avec les données du terrain.

Nous avons constaté l'existence d'un substratum à faible profondeur sous les roches vertes et nous avons apprécié l'épaisseur de celles-ci à 1.000-3.000 m ; leur étendue se chiffre par milliers de km carrés. Géométriquement, elles se présentent comme une plaque posée sur la surface terrestre sous-marine ou continentale de l'époque maëstrichtienne.

Ces roches vertes semblent tectoniquement autochtones. Il nous paraît hors de doute qu'elles soient d'origine éruptive. Leur disposition justifierait le terme de *nappe de roches vertes*[1], équivalent à celui de nappe basaltique.

Le pays des roches vertes est affecté par des failles, qui donnent maints aperçus sur la structure de la plaque des roches vertes.

Elles révèlent une certaine succession de roches, de bas en haut, toujours la même, à savoir : péridotites pyroxéniques, gabbros, dolérites, enfin sakalavites avec radiolarites et matériel divers en blocs désordonnés.

Cette suite est unique, nous n'en avons nulle part vu la répétition et l'idée d'une superposition de nappes successives est à exclure.

La succession, de bas en haut, nous paraît continue : nous avons vu, sur le terrain, le passage graduel d'une partie à l'autre et n'avons aucune raison de terrain ou d'étude pour la diviser en plusieurs corps éruptifs distincts.

Dans son épaisseur, le corps des roches vertes présente plusieurs aspects :

1) La partie inférieure a subi une différenciation régulière. De bas en haut se succèdent des péridotites à enstatite, des péridotites à hypersthène, des augitites péridotiques, des gabbros à olivine et des gabbros sans olivine. Les gabbros sont rubanés. Parmi les gabbros sans olivine, nous avons constaté l'apparition de la structure ophitique et une ouralitisation avancée des augites.

1. Le terme a l'inconvénient de risquer de faire croire à l'hypothèse d'un charriage des roches vertes.

Aussi, la partie non feldspathique des roches vertes n'est-elle en fait pas aussi monotone qu'elle en donne l'impression sur le terrain par suite de sa serpentinisation.

2) C'est la zone sus-jacente des dolérites, qui présente un tableau minéralogique monotone : augite ouralitisée, plagioclase allant de l'andésine à l'anorthite, magnétite abondante. Mais elle est tourmentée dans sa structure par la juxtaposition de roches à gros grain et de roches fines, allant depuis le gabbro fin doléritique, ouralitisé jusqu'au basalte, juxtaposition qui se fait soit par interpénétration de matériel grossier et fin, soit par alternances capricieuses de bancs grossiers et fins.

3) La partie supérieure du corps des roches vertes comporte du verre siliceux abondant, qui emballe de petits phénocristaux divers, des baguettes microlitiques d'augite constituant un feutre, enfin des cristallites en feuille de palmier, dus à un début de dévitrification.

Les radiolarites ont dû se former lors de la mise en place des roches vertes (aux dépens des verres siliceux de leur surface ?).

Les roches diverses associées par paquets à la pillow-lava et à la radiolarite semblent devoir s'expliquer comme des lambeaux de substratum flottés et entraînés par le magma.

Enfin les monchiquites nous semblent constituer des filons. Elles sont caractérisées par l'amphibole brune et une augite titanifère. Leurs relations génétiques avec le corps des roches vertes restent à préciser.

Les variations de *composition chimique* s'expriment par les paramètres de A. Lacroix :

p de bas en haut, la série des roches vertes montre un passage progressif de types holomélanocrates à des types mésocrates de paramètre p = II (III).

q se tient entre 5 et 4. Les dolérites et pillow-lavas contiennent du quartz virtuel (éch. 430, 429, 427, 837, 1427), mais c'est à partir du haut des dolérites, seulement, qu'il se trouve en quantité suffisante pour se manifester dans le paramètre. Les échantillons 449 et 839, qui comportent du quartz libre, ont des paramètres q respectivement égaux à (4) 5 et '5. Les pillow-lavas, pour lesquelles $q = 4$, contiennent la silice dans le verre.

r varie de 5 à la base à 4 et (3) 4 dans les couches les plus élevées : les feldspaths sont des plagioclases allant de l'anorthite à l'andésine.

s varie de 3 (4) pour la harzburgite 440, à 5 : la teneur en soude domine donc franchement sur celle de la potasse.

h se tient entre 1 et 2 : les péridotites ne comportent guère de minerai ; les dolérites contiennent de la magnétite abondante.

k, dans les parties profondes du corps des roches vertes, $k = 4$: l'olivine prédomine sur le pyroxène. Dans le haut de la partie non feldspathique, sous les gabbros $k = 2$ (3), c'est le pyroxène qui domine : éch. 937. Les dolérites ne contiennent normalement pas d'olivine, puisque dans leur composition virtuelle figure de la

silice libre ; donc $k = 1$. A cette règle fait exception l'échantillon 428, du haut des dolérites, lequel comporte un peu d'olivine virtuelle, en sorte que $k = 1$ (2).

l passe de 1, dans les parties profondes du corps des roches vertes, à (1) 2, 2, voire (2) 3 dans le haut. m de même est de 1 dans le bas, de 2 dans le haut ; ces variations traduisent une diminution de la magnésie vers le haut.

Les formules magmatiques sont successivement les suivantes :

péridotites pyroxéniques	V	[1. 1. 1. 1]
gabbros à olivine.	III (IV). 5. 5. 4 (5)	[1. 2. 2. 1]
dolérites.	II (III)-III. 5. 3 (4)-1. 1-5	[1 (2)-2. 1-1 (2). 1-2. 2]
sakalavites.	II (III). 4. 1 (5). 4	[2. 1. 1 (2). 2]

La monchiquite répond à la formule II . 6 . 3. 1 [3. 2'. 2. 2 (3)], qui traduit un déficit en silice et un excès relatif en soude.

Nous discuterons et compléterons ultérieurement certaines vues exprimées ici. Mais nous devons anticiper sur un point pour préciser dès maintenant notre pensée.

Nous verrons que la mise en place des roches vertes a été concomitante de déformations tectoniques, en particulier d'affaissements régionaux. Nous ne nous imaginons pas nécessairement cette mise en place comme un phénomène instantané et simple. Elle a pu se poursuivre pendant une partie d'une période géologique. Une transgression marine, de même, n'est pas instantanée.

Le phénomène éruptif devait comporter des complications, en particulier au voisinage de ses bouches de sortie. Le jeu de la tectonique a dû en ajouter d'autres. Aussi, la succession de roches, que nous avons décrite telle que nous l'avons observée lors du lever géologique de la région, ne doit-elle pas être appliquée avec trop de simplicité ou de rigidité. Les épaisseurs des diverses parties du corps des roches vertes sont essentiellement variables. Les péridotites pyroxéniques montent par places dans ou à travers les dolérites, sans qu'il soit possible de préciser si cette disposition est d'origine éruptive ou tectonique.

Le plus bel exemple de perturbations dans l'ordre des roches est l'Elma Dagh. Les péridotites pyroxéniques y montent jusqu'aux pillow-lavas et celles-ci ont un développement grandiose. Dans le voisinage se trouvent d'étranges brèches d'origine éruptive, dans lesquelles péridotites pyroxéniques, gabbros et dolérites sont intimement entremêlés : apparemment on se trouve en présence d'un grand centre éruptif.

Les circonstances nous ont malheureusement empêchés d'en achever l'étude et la carte géologique est restée inachevée sur ce point particulièrement intéressant : nous avons étendu la teinte des dolérites à toute la partie non étudiée, afin d'éviter un blanc sur la carte.

CINQUIÈME PARTIE

DISCUSSION — CONCLUSIONS

APERÇU HISTORIQUE

Nous avons décrit la géologie du NW de la Syrie et du Hatay, les roches vertes de ces régions et leur cortège de radiolarites et de roches étrangères ; nous avons défini la disposition stratigraphique et tectonique de ces diverses roches. Ces données ont été acquises petit à petit et les idées proposées pour expliquer les roches vertes se sont modifiées au fur et à mesure. Nous donnerons ici un aperçu de ce développement.

Le premier géologue qui ait tenté de préciser le mode de gisement des roches vertes de la Syrie fut M. Blanckenhorn. A la suite d'un voyage d'exploration dans le N du pays, en 1888, il ne publia lui-même que des données très succinctes sur les roches vertes (1891). Mais il confia ses matériaux pétrographiques à L. Finckh, en lui communiquant ses observations de terrain. Les échantillons, recueillis sans arrière pensée particulière, étaient fortement serpentinisés ; Finckh reconnut néanmoins comme roches originelles, des péridotites, des pyroxénites et des gabbros à olivine ou sans olivine. De ces roches, il sépara, comme étrangers, des diabases qui figuraient dans le lot rapporté par Blanckenhorn (1898).

Finckh explique, d'après Blanckenhorn, que les gabbros et serpentines perceraient à travers les calcaires et marnes du Crétacé et de l'Éocène, ou bien leur seraient interstratifiés, ou encore superposés. A Kessab, le Crétacé serait modifié (métamorphisé) au contact des roches vertes. Dans le Kurd Dagh, l'Éocène serait percé par les roches vertes, tandis que dans le Kerdalar Dagh voisin, l'Éocène débuterait par un poudingue à galets de roches vertes. Blanckenhorn attribuait en conséquence les roches vertes à un *volcanisme* qui aurait débuté à la fin du Crétacé et persisté jusque dans l'Éocène. Ce volcanisme serait en relation avec une orogenèse se situant à la limite du Crétacé et de l'Éocène.

Les conclusions de Blanckenhorn reposaient en partie sur des observations erronées ; mais elles reflètent des impressions de terrain et gardent, sous ce rapport, un sens et un intérêt.

Les vues exposées par L. Kober (1915), après qu'il eut parcouru un itinéraire d'Alep à Marach et de là à travers les contreforts de l'Anti-Taurus (1910), sont plus abstraites. Kober trace la limite entre l'avant-pays syrien et les chaînes du Taurus le long des couloirs de l'Oronte inférieur, du Kara Sou et de l'Ak Sou. Il divise le domaine du Taurus en trois zones de faciès : zone externe, néritique, contiguë à l'avant-

pays ; zone médiane, bathyale, calcaire et zone interne abyssale, à important développement de roches vertes et de radiolarites. Chaque zone aurait produit une nappe de charriage, poussée en direction de l'avant-pays. La nappe externe chevaucherait sur l'avant-pays syrien ; elle en aurait enfoncé la marge dans les couloirs de l'Oronte inférieur, du Kara Sou et de l'Ak Sou (ces couloirs ne seraient donc pas des fossés), des roches vertes se trouveraient injectées dans la surface de charriage. La nappe médiane serait charriée sur la nappe externe, la nappe interne serait charriée sur la nappe médiane.

Ce schéma est sans rapport avec le terrain. Il n'existe pas de nappes de charriage dans l'Anti-Taurus ou dans l'extrémité contiguë du Taurus cilicien (BLUMENTHAL, 1938, 1941). Les zones de faciès n'ont pas été prouvées.

Mais l'exposé de KOBER comporte des notions intéressantes : celle de l'association des roches vertes et des radiolarites, celle du faciès abyssal attribué à ces dernières. KOBER considérait les roches vertes comme des coulées sous-marines (communication verbale, 1926) ; il devait penser à des coulées dans des fonds abyssaux. La présence des roches vertes sur la marge de l'avant-pays syrien étant expliquée par un charriage, il ne semblait plus se présenter de problème particulier des roches vertes.

Tel était l'état des connaissances et des interprétations lorsque nous avons commencé l'étude des roches vertes de Syrie

Nous avons assez vite reconnu, dans les grandes lignes, la forme et la disposition du corps des roches vertes, telles que nous les avons décrites.

Lors d'une de nos premières tournées, nous avons découvert, dans le Kara Dourane, des roches laviques, en partie vitreuses et bréchiques, qui nous paraissaient représenter la partie haute du corps des roches vertes. Mais A. LACROIX, à leur vue, déclara que ces roches étaient des basaltes et écarta toute possibilité d'une relation avec les roches vertes, celles-ci devant être intrusives.

L'association des radiolarites et des roches vertes est l'un des faits qui frappe de la façon la plus immédiate dans le Bassit et le Baer. Or, L. CAYEUX nous affirma que les radiolarites étaient d'origine abyssale.

Confrontant ces données et en nous appuyant aussi sur l'habitus insolite des roches sédimentaires associées aux radiolarites à la surface des roches vertes, nous avons considéré celles-ci et leur cortège de radiolarites et de sédiments divers comme charriés sur le bord de la plate-forme syrienne (1933).

Pendant quelque temps, à l'instigation de M. A. MICHEL-LÉVY, nous avons recherché dans le Bassit et le Baer, des traces de la couverture sous laquelle les roches vertes, considérées comme intrusives, auraient pu se refroidir dans leur gisement premier. Nous avons fait en particulier l'inventaire des galets du poudingue recouvrant, à

Yeyla, les roches vertes et recouvert lui-même par le Maëstrichtien transgressif. Mais outre des galets de roches vertes et de radiolarites, nous avons trouvé seulement quelques rares et curieux galets de granite.

Petit à petit, nous avons précisé la stratigraphie du substratum des roches vertes (1936) et identifié un certain nombre des blocs sédimentaires associés aux radiolarites. Notre conclusion fut formulée ainsi : « L'apparition d'une série jurassique-turonienne sous les roches vertes, dans le Djebel Akra, l'âge triasique, jurassique et crétacé d'une partie des lambeaux disséminés à la surface de ces roches vertes et leur disposition désordonnée, concourent à montrer que ces lambeaux représentent des brèches tectoniques contemporaines du charriage des roches vertes à partir de leur gisement premier » (1937).

C'est alors que nous avons établi la coupe des roches vertes entre le Kizil Dagh et le Djebel Moussa et conclu à l'existence d'une succession lithologique continue, commençant par des péridotites, à la base, et se poursuivant par des pyroxénites, gabbros et diorites, puis par des dolérites et andésites. Au couronnement de cette série, nous placions des roches vitreuses, à délit en oreiller, emballant des boulets ovoïdes plus compacts, que nous avions observés à mi-distance entre Antioche et la mer ou dans le Mont Silpius, au-dessus d'Antioche, Nous concluions à l'origine superficielle et en grande partie sous-marine des roches vertes syriennes. D'autre part, ayant noté la présence de paquets de sédiments dans la masse vitreuse, nous constations que les lambeaux sédimentaires emballés dans la partie superficielle des roches vertes avaient été, au moins en partie, apportés par le magma et que ce fait invalidait l'hypothèse d'un charriage important de la nappe des roches vertes (1937).

La découverte de verres et de tufs au couronnement des roches vertes écartait l'hypothèse d'un massif laccolitique et nous orientait vers celle de massifs à caractère batholitique, des roches telles les péridotites, pyroxénites, diorites et microdiorites étant généralement de profondeur ou de demi-profondeur.

Mais puisque des terrains sédimentaires s'enfoncent de toutes parts sous les marges des roches vertes, il fallait que le massif batholitique se soit étalé en champignon une fois la surface atteinte. Quelle pouvait être la largeur des racines du corps batholitique ? L'étude du Hatay, dans les années 1937-1939, nous laissa sans réponse. Nous ignorions l'existence d'un substratum paléozoïque sous les roches vertes du Bassit et du Baer et nos conclusions furent résumées dans les termes suivants :

« La répartition géographique des roches vertes ou de leurs éléments est inégale. Dans le Baer et le Bassit, le Kizil Dagh ou le couloir du Kara Sou, la roche verte, très étendue, ne laisse cependant pas poindre de soubassement d'autre nature : *elle paraît s'enraciner en profondeur.* La puissance totale visible est de l'ordre de 3.000 m. »

« Au delà de ces régions, auxquelles on devine des bords assez nets, ne paraissent subsister que des apophyses lenticulaires, ne dépassant pas quelques centaines ou les

200 m d'épaisseur. Là le soubassement sédimentaire apparaît, avec la structure tabulaire faillée caractéristique des massifs libano-syriens » (1939).

Le lever géologique du Hatay, dans les années 1937-39, nous avait fait découvrir, en pleine aire des roches vertes, quelques pointements de calcaires secondaires : dans l'Elma Dagh, à 10 km au SSW d'Alexandrette et en bordure du Kizil Dagh, à 20 km au S d'Alexandrette. Nous ne savions que penser de ces pointements. Nous n'avions pas d'idée précise sur le volume des paquets de sédimentaire entraînés par le magma, nous ne songions pas qu'un affleurement calcaire, continu sur 2 km de longueur, ne pouvait représenter un lambeau entraîné.

Le lever du Bassit, en 1941, nous fit découvrir, au NW de Qastal Moal, dans les environs de Karannkoul, de petits massifs de terrains légèrement métamorphiques, nous rappelant le Dévonien (?) du Giaour Dagh. L'un d'eux, le Djebel Ayourane, au NW de Karanukoul, est constitué de strates subverticales, orientées NW-SE sur 1.500 m de longueur[1]. Ces massifs apparemment paléozoïques sont surmontés et enveloppés partiellement par des serpentines et péridotites. Nous avons pensé quelque temps qu'ils avaient été entraînés par le magma, tout en nous étonnant de leur dimension.

L'extension de semblables affleurements sous les péridotites du Bassit et du Baer ne se révéla que petit à petit : il en fut reconnu sur une aire de 60 km², occupant le centre du Bassit et du Baer ; sur toute cette étendue, malgré une structure tourmentée, l'orientation structurale NW-SE reste dominante. Dès lors, l'ensemble de ces affleurements signifiaient la présence d'un large substratum paléozoïque sous la partie centrale des roches vertes du Bassit et du Baer. De même, les pointements calcaires sous les roche vertes de l'Elma Dagh et des environs, témoignaient de la présence d'un substratum mésozoïque.

Le pied de notre corps éruptif batholitique, en forme de champignon, se trouvait donc singulièrement rétréci, il prenait une forme étroite de lame perçant le substratum : en d'autres termes, le corps des roches vertes devenait une nappe éruptive d'origine fissurale, comparable, dans une certaine mesure, aux nappes basaltiques de la Syrie méridionale, bien que de caractères fort différents.

Tel a été l'enchaînement des idées sur les roches vertes, dicté, comme il ressort de cet exposé, par des observations sur le terrain. Il nous reste à dresser le tableau des faits acquis, pour ensuite discuter les diverses hypothèses qui se sont succédées et développer nos conclusions.

1. Il est figuré sur notre carte lithologique au 500.000e (1943).

TABLEAU D'ENSEMBLE

Le pays des roches vertes du NW de la Syrie et du Hatay se situe dans le prolongement des massifs, dépressions et plateaux qui encadrent la Méditerranée à l'E ; par ses caractéres stratigraphiques et tectoniques il apparaît comme une partie intégrante de ce grand ensemble géographique et géologique, malgré des particularités bien marquées.

Le faciès de ses terrains mésozoïques et tertiaires sont les mêmes que ceux des terrains de même âge de Syrie.

Le style tectonique est celui des horsts et fossés du Sud. Ce sont des failles, quelquefois des flexures, qui délimitent les grandes unités structurales. Les plissements jouent un rôle subordonné. L'apparition insolite, le long d'une ride anticlinale SW-NE du Kurd Dagh, d'une suite d'écailles à faible chevauchement (ou tout simplement d'une suite de failles inverses), tout à fait localisée, n'altère pas le caractère tectonique régional.

Dans ce pays, à caractères stratigraphiques et tectoniques syriens (et non pas tauriques), les roches vertes s'étendent sur plus de 3.000 km².

Il est visible, en maints points, qu'elles reposent sur un substratum constitué de terrains sédimentaires paléozoïques et mésozoïques. Au couronnement de ces derniers se trouvent des assises maestrichtiennes à *Orbitella media*, *Omphalocyclus macropora*, *Siderolites calcitrapoides*. D'autre part, du Maëstrichtien, caractérisé par la même faune de grands Foraminifères ou par des Rudistes, est transgressif sur les roches vertes et les a très largement recouvertes.

Les roches vertes sont donc interstratifiées entre un substratum sédimentaire complexe et le Maëstrichtien transgressif. Dans leur ensemble, elles se présentent comme une lame de 1.000 à 3.000 m d'épaisseur.

Dans l'épaisseur de cette lame, la succession lithologique, depuis la face inférieure jusqu'à la face supérieure est toujours la même, à des variations de détail prés. La partie profonde est constituée de péridotites pyroxéniques et de pyroxénolites péridotiques ; au-dessus suivent des gabbros à olivine, puis des gabbros sans olivine et des dolérites ; enfin, immédiatement sous la face supérieure apparaissent des roches fines, en partie vitreuses, à délit en oreiller ou des brèches volcaniques.

Mêlés aux roches à délit en oreiller ou aux brèches volcaniques, ou disposés à leur surface, se trouvent des lambeaux, intensément plissotés, de radiolarites rouges. Celles-ci ne sont pas connues dans les séries stratigraphiques des massifs sédimentaires du pays des roches vertes ou des alentours.

A ces radiolarites sont associées, à l'état de blocs ou de lambeaux profondément disloqués, d'un volume de 10-100 m³, des roches sédimentaires variées. Celles

qui ont été identifiées représentent des étages qui figurent parmi les constituants du substratum des roches vertes : Paléozoïque, Jurassique, Aptien, Cénomanien-Turonien et peut-être même Sénonien. La plupart de ces blocs et lambeaux sont d'un habitus particulier, qui leur est commun et les rend difficilement identifiables : ils sont rubéfiés, silicifiés, ceux qui sont calcaires sont marmorisés ; ils donnent l'impression d'avoir subi une cuisson.

Ces blocs et lambeaux sont abondants dans le Bassit et le Baër ; leur volume total reste pourtant insignifiant. Dans le Kara Mourt, où on s'attendrait à les trouver, ils sont inconnus.

Les roches vertes étant encadrées par des sédiments maëstrichtiens, ne peuvent avoir été mises en place qu'au Maestrichtien. La mer couvrait alors la Syrie septentrionale, à l'exception, peut-être, de quelques reliefs anciens très limités. Et nous trouvons, en effet, communément, du Sénonien marin sous la marge des roches vertes. Dans le centre du Bassit et du Baër, les roches vertes reposent cependant sur des terrains paléozoïques. Il faut donc admettre une aire émergeant au Maëstrichtien et soumise à l'érosion.

Aussitôt après leur mise en place, les roches vertes ont été recouvertes par la mer dans presque toute leur étendue. Pourtant, dans la région du Djebel Akra, elles ont subi une érosion active, préalable ; il semble en avoir été de même dans l'Elma Dagh.

Le pays des roches vertes a été profondément disloqué par une orogenèse postérieure à la mise en place des roches vertes et qui a donc affecté les roches vertes. Les phases critiques de cette orogenèse se situent à la fin du Crétacé, à la fin du Nummulitique, à la fin du Miocène et à la fin du Pliocène. La lame de roches vertes est communément faillée ; à Bulbul, dans le Kurd Dagh, elle est impliquée dans un plissement.

Quelques traits particuliers restent à mentionner. Dans l'Elma Dagh, la succession lithologique normale des roches vertes n'est pas respectée. D'une part les péridotites pyroxéniques montent jusqu'au contact des roches vertes à délit en oreiller, lesquelles ont un développement exceptionnellement puissant. D'autres part, dans ce même massif, des brèches, dans lesquelles sont associés intimement des blocs anguleux de péridotites pyroxéniques et de dolérites, font partie intégrante du corps des roches vertes ; elles ont le caractère de brèches éruptives et non de brèches sédimentaires ou tectoniques. Une semblable brèche existe aussi dans le Baer.

Dans le Kurd Dagh, les radiolarites s'étendent à une dizaine de km au delà de la limite des roches vertes et reposent dans cette zone marginale, à même les marno-calcaires sénoniens.

Ce tableau nous suffira provisoirement.

DISCUSSION DES DIVERSES HYPOTHÈSES

Les diverses hypothèses sur les roches vertes seront discutées dans l'ordre où elles se sont effectivement succédé au cours de nos recherches.

1) *Hypothèse d'un charriage des roches vertes.*

La présence de péridotites, pyroxénolites, gabbros et dolérites, roches généralement de profondeur ou de demi-profondeur, sur un substratum faisant partie de la plate-forme syrienne, pose un problème. M. Blanckenhorn ne semble pas en avoir eu conscience ; L. Kober ne le mentionne pas explicitement : il nous fut posé par A. Lacroix et M. A. Michel-Lévy.

Les radiolarites associées, considérées comme abyssales, posaient jadis un problème similaire ; mais les idées ont changé et les radiolarites ne passent plus aujourd'hui pour nécessairement abyssales. Les lambeaux sédimentaires associés confirmaient, semblait-il, le problème posé par les radiolarites. Depuis l'identification d'une bonne partie d'entre eux, nous savons qu'ils peuvent provenir du voisinage immédiat : ils posent un problème d'un autre ordre.

L'argument pétrographique reste donc seul valable. L'explication la plus immédiate de la présence des roches vertes sur la marge de la plate-forme syrienne a été un charriage. Nous avons écarté cette hypothèse voici 15 ans, parce que nous ne trouvions dans notre région ni les éléments d'une nappe, ni des caractères témoignant de son existence.

On cherche vainement sur le terrain ou sur les cartes géologiques, une position possible pour les racines de la nappe supposée.

La distribution des roches vertes, dans notre région, exigerait, pour être expliquée de façon satisfaisante par des charriages, une portée de chevauchement de plusieurs dizaines de km, de 50 km par exemple. Des déformations de telle nature et de telle amplitude se seraient répercutées sur la stratigraphie régionale, elles resteraient marquées dans la structure actuelle. Or nous savons que le substratum des roches vertes de notre région forme un tout continu, cohérent avec la plate-forme syrienne. Au moment de la mise en place des roches vertes, au Maestrichtien, il commençait à subir un début d'orogenèse, à effets atténués, consistant en particulier dans l'apparition de fosses de subsidence, dans un fond de mer qui jusqu'alors avait été assez uniforme. Les accidents structuraux du pays des roches vertes, les failles et les plissements discrets, sont postérieurs à la mise en place des roches vertes. Enfin, l'existence d'une nappe de charriage ne s'accorde pas avec la simplicité avec laquelle le substratum sédimentaire émerge, dans le Kurd Dagh, d'au-dessous la marge des roches vertes.

Dans le détail, le contact immédiat des roches vertes avec leur substratum, observé clairement en de nombreux points, ne comporte ni des marques d'écrasement, ni des brèches tectoniques. Ceci est vrai aussi bien pour le contact avec le substratum paléozoïque du Bassit et du Baër que pour le contact avec le substratum crétacé sous la marge des roches vertes. A Képir, dans le Baër, des pointes d'amphibolite montent dans les péridotites ; le contact, visible à moins de 10 cm près, ne porte aucune trace d'effort mécanique : de semblables pointes eussent dû être coupées par un charriage.

Le substratum crétacé des roches vertes est couronné au pied du Djebel Akra, dans le Giaour Dagh et dans le Kurd Dagh, par 1-2 m de brèche fine ou de conglomérat fin à grands Foraminifères, qui stratigraphiquement fait suite aux sédiments sous-jacents : ce n'est pas une brèche tectonique, qui appuierait l'hypothèse d'un charriage des roches vertes ; ce banc, au contraire prouve que les roches vertes se trouvent là dans leur gisement premier [1].

Comment dans l'hypothese d'une nappe des roches vertes, expliquer que, dans le Kurd Dagh, les radiolarites associées, représentant une épaisseur de couche de l'ordre de 50 m, au maximum de 100 m, aient été portées jusqu'à 10 km au delà de la limite de l'éruptif. La disposition des roches vertes, dans les environs, est telle qu'on ne peut invoquer leur érosion. Une lame de radiolarites de 100 m d'épaisseur, progressant seule sur une profondeur de 10 km, est inconcevable.

Enfin, comment expliquer la relation étroite existant, dans le Baër et le Bassit, entre les lambeaux sédimentaires associés aux radiolarites et le substratum immédiat des roches vertes [2].

Ces raisons diverses, d'ordre général et de détail, nous conduisent à rejeter l'hypothèse d'une nappe tectonique des roches vertes ; nous pensons que celles-ci se trouvent dans leur gisement premier.

2) *Hypothèse d'une mise en place sous couverture.*

L'éventualité d'un charriage des roches vertes étant écartée et ces roches étant considérées comme se trouvant dans leur gisement premier, le problème de leur mise en place se pose de façon précise.

La découverte, à leur sommet, de roches vitreuses et de tufs volcaniques et la constatation de la continuité lithologique depuis la base péridotique jusqu'au sommet vitreux nous avait conduits à conclure à l'origine superficielle et en grande partie sous-marine des roches vertes syriennes (1937). Et nous avons précisé : « Les roches vertes syriennes ont leur originalité dans l'union et la simultanéité de phénomènes éruptifs profonds et de semi-profondeur avec un volcanisme nettement caractérisé,

1. Nous reviendrons sur ce fait p. 171.
2. Nous reviendrons sur ce fait p. 173.

ainsi que dans l'épaisseur considérable des produits mis en place, vraisemblablement durant une période géologique assez brève (1939). »

Nous devons ici discuter la validité de ces conclusions. Les péridotites, pyroxénites, diorites et microdiorites, roches généralement de profondeur ou de demi-profondeur (nous le rappelions en 1939), passent-elles réellement sans discontinuité aux sakalavites, roches effusives, qui les surmontent ? Deux corps éruptifs distincts, l'un de profondeur ou demi-profondeur, l'autre effusif, ne se trouvent-ils pas superposés dans le pays des roches vertes ?

La continuité lithologique depuis les péridotites jusqu'aux sakalavites fut minutieusement observée et maintes fois vérifiée sur le terrain. Mais supposons une lacune d'observation, admettons qu'une limite entre deux corps éruptifs, l'un de profondeur ou de demi-profondeur, l'autre superficiel, nous ait échappée. L'identité des extensions géographiques des deux corps éruptifs, lesquels se trouvent constamment associés l'un à l'autre, serait un fait surprenant, mais peut-être explicable. Les sakalavites pourraient également être expliquées. Mais le problème des roches de profondeur et de demi-profondeur serait aggravé, car ces roches se trouveraient privées de la couverture que constituent précisément les sakalavites.

Il a été suggéré qu'une couverture aurait existé et qu'elle aurait été érodée avant la mise en place des sakalavites. Quelle en aurait été la nature ? Nous trouvons du Maestrichtien sous la marge des roches vertes, nous le trouvons transgressif dessus. Une couverture sédimentaire au-dessous de laquelle les roches de profondeur ou de demi-profondeur auraient été mises en place ne pourrait être constituée que par une partie de la formation maëstrichtienne. Cette explication, aussi peu vraisemblable soit-elle, pourrait être admissible pour des apophyses latérales du corps éruptif, elle ne peut l'être pour toute son étendue de 3.000 km².

D'autre part, une telle mise en place, sous couverture, de la partie inférieure des roches vertes rendrait inexplicable la présence, sous sa base, de la brèche fine ou du conglomérat fin à grands Foraminifères maestrichtiens et à fragments anguleux *ou roulés* de roche verte. Cette brèche ou ce poudingue sont d'origine sédimentaire ; leur faciès grossier contraste avec celui des marno-calcaires fins sous-jacents ; la modification de faciès, due certes à la mise en place des roche vertes, ne peut être expliquée par un phénomène intrusif ; un tel phénomène n'eût pas produit de galets, il n'eût pas respecté les microfaunes.

Nous rejetons donc l'hypothèse d'une mise en place des péridotites, pyroxénites, diorites et microdiorites (gabbros et dolérites) sous une couverture sédimentaire.

Il ne reste plus qu'à imaginer une mise en place sous une carapace d'origine éruptive *contemporaine* de la mise en place de ces roches, qui se serait développée au fur et à mesure de la montée du magma ; puisque le magma s'est répandu sur un fond de mer, cette carapace devrait être en partie vitreuse : nous tombons sur la définition des sakalavites.

Nous concluons : la couverture sous laquelle les péridotites, pyroxénolites, gabbros et dolérites ont été mises en place était constituée par des sakalavites contemporaines ou subcontemporaines; celles-ci s'associent bien avec celles-là pour constituer un unique corps éruptif, dont la genèse a été un phénomène éruptif complexe.

3) ***Hypothèse d'un massif batholitique à larges racines.***

L'interprétation des roches vertes comme massifs à caractères batholitiques s'enracinant largement en profondeur était antérieure à la découverte d'un large substratum paléozoïque au centre du Bassit et du Baer. Celle-ci nous amena à conclure que les roches vertes constituaient une vaste et puissante nappe éruptive superficielle, d'origine fissurale : nous extrapolions à l'ensemble du pays des roches vertes des conclusions valables pour le Bassit et le Baer,.

Aux critiques qui pourraient nous être adressées sur ce point, nous répondons qu'en effet nous ne connaissons pas de pointements d'une substratum dans toute l'aire du Kara Mourt et du Kizil Dagh ; mais il en existe à proximité immédiate du Kizil Dagh, sous les pointes d'Uç Oluk (à 20 km au S d'Alexandrette) et à Nargizlik, sur les flancs de l'Elma Dagh (à 10 km au SSW d'Alexandrette) et ces pointements se situent entre 20 et 30 km de la marge des roches vertes ; d'autre part le dégagement de gaz inflammable sur le versant NNW du Kizil Dagh, au-dessus de Kurt Beyi (à 10 km à l'E d'Arsouz), en pleine aire de péridotites pyroxéniques, nous paraît témoigner de la présence, à faible profondeur, du même substratum calcaire mésozoïque que nous voyons se dégager d'au-dessous les péridotites pyroxéniques à la pointe S du Giaour Dagh.

CONCLUSION

Nous avons décrit les roches vertes du NW de la Syrie et du Hatay ainsi que leur cadre géologique régional. Nous avons examiné, puis rejeté l'hypothèse d'un charriage des roches vertes, puis les hypothèses d'une mise en place par un processus laccolitique ou par un processus batholitique.

Nous pensons que les roches vertes sont venues comme coulée sous-marine et nous proposons pour celles-ci le terme de *nappe des roches vertes*, comme réplique au terme de *nappe basaltique*.

Mais nous ne pouvons, sans commentaire, attribuer à une coulée des roches telles les péridotites pyroxéniques, les pyroxénites péridotiques, les gabbros à olivine et les gabbros doléritiques et dolerites.

Rappelons que les roches vertes couvrent, dans notre région, 3.000 km². L'épaisseur visible dépasse 3.000 m entre le Kizil Dagh et le Djebel Moussa ; elle est supérieure à 1.000 m sur de grandes étendues.

Les roches vertes ont donc, dans leur ensemble, la forme d'une lame. De la face inférieure à la face supérieure de celle-ci se succèdent une suite de roches commençant par des péridotites pyroxéniques et aboutissant à des sakalavites : la suite même de roches de profondeur ou de demi-profondeur à des laves en partie vitreuses, à délit en oreillers.

Or cette suite ne se renouvelle pas dans l'épaisseur de la lame, elle est unique : les massifs de roches vertes ne se sont donc pas constitués, comme par exemple les massifs basaltiques de Syrie, par la superposition de coulées successives. Leur genèse s'est accomplie selon un autre processus.

La mise en place d'une épaisseur de 3.000 m de roche éruptive ne peut être conçue comme instantanée : la genèse des roches vertes a dû se prolonger dans le temps ; elle a nécessité peut-être une période aussi longue que la constitution du massif du Djebel Druze [1].

D'autre part la nappe des roches vertes s'est répandue sous la mer.

Elle a progressé sur un fond de mer, puisque les couches sur lesquelles reposent ses marges sont d'un faciès marin assez profond et sont contemporaines (maestrichtiennes).

En des points très divers, un banc de 1-2 m de brèche fine ou de poudingue fin, à éléments anguleux ou roulés, verts, se trouve intercalé entre le substratum des roches vertes et les roches vertes. La roche contient de grands Foraminifères ; ses éléments, quoique fort altérés, sont reconnaissables : ce sont des fragments de roche verte authentique, en particulier de dolérite originellement identique à des dolérites du Kara Mourt. Ce banc à grands Foraminifères et à éléments anguleux ou roulés, n'est pas une brèche tectonique, c'est un sédiment marin. Il s'explique par le remaniement des éléments meubles de la surface de la coulée pendant sa progression : ces éléments étaient transportés à quelque distance, jusque sur le substratum que la coulée devait recouvrir en s'étendant davantage. Le banc prouve que les roches vertes sont en place, il témoigne de la progression de la nappe des roches vertes sur le fond de la mer [2].

La surface de la nappe des roches vertes s'est refroidie au contact de l'eau de mer. Le fait est indiqué par la structure particulière de la sakalavite. Il nous paraît prouvé de façon plus précise par l'intime association de la sakalavite et des radiolarites.

Les radiolarites s'étendent, dans le Kurd Dagh, bien au delà de la limite des roches

1. Les basaltes atteignent, au Djebel Druze, 1.200 m d'épaisseur.

2. Dans les environs de Tripoli (Liban), où des nappes basaltiques venant de terre se sont interstratifiées dans le Pliocène marin argilo-sableux, nous avons observé la brusque apparition d'un lit de poudingue immédiatement sous le basalte. Dans ce cas, il semble que la nappe basaltique, en progressant, ait refoulé devant elle le rivage et sa plage de galets ; elle s'avançait donc sur un lit de galets et non pas sur la vase argilo-sableuse qui constituait le sédiment normal de la baie pliocène.

vertes. Dans cette aire, elles n'ont pas pu être apportées par le magma, elles sont nécessairement autochtones. Elles reposent sur des marno-calcaires sénoniens, dont l'âge ne peut être précisé davantage d'après le contenu en microfaunes.

Or nous ne connaissons pas de radiolarites dans le substratum sénonien des roches vertes ; nous trouvons les radiolarites sur les roches vertes et parfois emballées par paquets dans la sakalavite. Elles ne se trouvent pas non plus dans les sédiments transgressifs sur les roches vertes. Nous en déduisons qu'elles se sont formées au-dessus de la nappe des roches vertes, pendant sa mise en place, et jusqu'à quelque distance au delà : la nappe des roches vertes se trouvait donc immergée lorsque son manteau de sakalavites s'est constitué.

Nous devons donc expliquer la mise en place progressive d'une coulée sous-marine, qui a atteint 3.000 m d'épaisseur, en conservant une unité de structure lithologique. On ne peut, nous semble-t-il, hésiter à conclure : la carapace de la coulée, refroidie au contact de l'eau, a ensuite joué le rôle de couverture au-dessus d'un corps éruptif se développant à la façon d'un laccolite. La coulée s'est en quelque sorte gonflée par injection de magma dans ses parties profondes [1]. Ce processus peut être prolongé dans le temps. Il peut avoir provoqué l'émersion de certaines parties de la nappe pendant qu'elle se développait.

Dans les roches vertes du NW de la Syrie et du Hatay se trouvent donc réunis une coulée typique et un laccolite et c'est ce qui explique la suite continue de roches depuis des roches de profondeur ou de demi-profondeur jusqu'à des laves.

C'est vraisemblablement cette dualité qu'exprime le contraste constaté dans les graphiques des paramètres magmatiques de NIGGLI entre la partie profonde et la partie haute du corps des roches vertes.

Nos conclusions restent les mêmes que celles que nous exposions en 1939 : « Les roches vertes syriennes ont leur originalité dans l'union et la simultanéité de phénomènes éruptifs profonds et de semi-profondeur avec un volcanisme nettement caractérisé, ainsi que dans l'épaisseur considérable des produits mis en place vraisemblablement durant une période géologique assez brève. » Mais nous sommes en mesure aujourd'hui d'expliciter ces termes et pensons l'avoir fait en restant dans le cadre des principes classiques de la pétrographie.

La nappe des roches vertes étant expliquée, nous devons nous demander comment elle était alimentée. Il s'est agi vraisemblablement de venues fissurales, mais les fissures sont difficiles à reconnaître.

1. Les nappes basaltiques syriennes se sont développées par un processus semblable (Dubertret, 1929). L'épaisseur des nappes basaltiques, certes, ne se chiffre que par dizaines de mètres, parfois par 100-200 m. Les échelles dans le cas des roches vertes et dans le cas des basaltes ne sont pas les mêmes. Mais elles ne sont pas différentes au point que puisse être affirmé que les processus de développement seraient distincts l'un de l'autre.

Nous pensons pouvoir en localiser une entre la crête calcaire du Seldirène (S du Djebel Akra) et le massif métamorphique de Karannkoul : une voie d'acension du magma dans cette zone expliquerait les plaquettes de Trias qui jonchent le sol et le magnifique développement des sakalavites à proximité immédiate.

En bien d'autres lieux les fissures restent cachées sous l'épaisse nappe des roches vertes.

A côté des fissures devaient exister des bouches de sortie plus localisées, autour desquelles se sont édifiés des appareils volcaniques. L'Elma Dagh a dû être un tel centre éruptif. La montée de pointes de péridotites jusque dans les sakalavites, la brèche éruptive juxtaposant des bloc de péridotites pyroxéniques, de gabbros et de dolérites, l'exceptionnelle importance des sakalavites et leurs grands lacets tourmentés nous apparaissent comme autant de témoignages de l'existence passée d'un grand foyer volcanique.

Parmi les caractères majeurs du volcanisme des roches vertes figure sa simultanéité avec des transformations tectoniques profondes.

Nous savons qu'au Maestrichtien certains anciens reliefs de la Haute Djetzireh se sont trouvés immergés. Nous savons aussi que des fosses commençaient à se creuser dans la mer maestrichtienne.

Dans notre région des roches vertes, le fossé du Kara Sou devait s'ébaucher déjà puisque la nappe des roches vertes l'a suivi, tandis qu'elle n'a pas recouvert le Kurd Dagh voisin.

Mais c'est dans le Bassit et le Baer que nous trouvons l'exemple le plus marqué de la simultanéité de déformations tectoniques et du volcanisme des roches vertes. A la limite des deux districts, un large socle paléozoïque (ou plus ancien) est recouvert directement par les péridotites pyroxéniques, sans interposition de terrains sédimentaires mésozoïques et en particulier maestrichtiens. Ce socle se trouvait immergé au moment où il a été recouvert par la nappe des roches vertes, car celle-ci s'est répandue sous l'eau, comme en témoignent les sakalavites et radiolarites de sa surface. D'autre part, ce socle ne pouvait pas être sous l'eau depuis longtemps, sinon il eût été recouvert au moins par une pellicule de terrains crétacés, dont on devrait retrouver trace. Nous pensons que ce socle constituait, pendant le Crétacé, une île, que celle-ci s'est effondrée au Maëstrichtien et a été immédiatement recouverte par la nappe de roches vertes.

L'effondrement d'un ancien relief et sa submersion sous la nappe des roches vertes expliquent l'abondance exceptionnelle, la variété et les faciès particuliers des lambeaux flottant, dans cette région, à la surface des roches vertes. Ces matériaux représentent des blocs arrachés à l'ancienne surface topographique, incorporés à la carapace de sakalavites, puis charriés et soulevés avec elle pendant la progression de la nappe des roches vertes.

Ils n'ont d'ailleurs pas été entraînés à grande distance et ainsi reflètent, de façon plus ou moins confuse, la constitution du substratum des roches vertes.

L'île de terrains paléozoïques ou de schistes métamorphiques plus anciens devait exister depuis le début du Crétacé. C'est sur son rivage que se seraient développées les Orbitolines aptiennes arénacées, à éclats de quartz anguleux ; c'est encore sur ses rivages que se seraient déposés les calcaires détritiques cénomaniens-turoniens, dans lesquels ces Orbitolines se trouvent à l'état remanié.

Contre le massif central paléozoïque (ou plus ancien) pouvaient s'appuyer des reliefs calcaires mésozoïques, en particulier des reliefs calcaires triasiques. La butte triasique de Kanndil Jouk (Bassit) représente peut être un pointement de l'un d'eux, perçant à travers les roches vertes ; peut-être n'est-elle qu'un lambeau détaché : nous ne pouvons préciser.

Le fait d'une relation entre les lambeaux dispersés à la surface des roches vertes et le substratum de celles-ci est indéniable et l'étude détaillée de la distribution de ces lambeaux constitue, de ce fait, une source d'information non negligeable.

Les transformations tectoniques de la période de mise en place des roches vertes ont consisté également en surrections de reliefs nouveaux : le Djebel Akra en est un exemple ; il a dû émerger de la nappe des roches vertes tel une île, puis entraîner dans son ascension les roches vertes de sa périphérie, puisque celles-ci ont été profondément décapées dès le Maestrichtien.

Il semble bien qu'ait existé une relation directe, de cause à effet, entre le volcanisme des roches et les transformations tectoniques contemporaines, il n'est pas possible actuellement d'en préciser la nature.

Il ne peut être précisé non plus quelle est la signification tectonique de l'apparition des roches vertes dans le NW de la Syrie. La distribution de roches vertes tout le long des chaînes du Taurus et du Zagros et leur absence à l'intérieur de la plate-forme syrienne leur assigne bien une place à la périphérie de la plate-forme syrienne. Mais, venues comme nappe effusive, elles ont pu empiéter sur la marge de la plate-forme syrienne : nous ne pensons pas que la ligne du Nahr el Kebir de M. Blanckenhorn, ni que la ligne de l'Oronte inférieur et du Kara Sou de L. Kober n'aient la signification d'une limite tectonique fondamentale. Ni la stratigraphie, ni la tectonique ni la géophysique n'indiquent que la limite de la plate-forme syrienne se situerait le long de l'une de ces lignes.

Les conclusions auxquelles nous a conduits l'étude des roches vertes du NW de la Syrie et du Hatay n'épuisent certainement pas l'explication des multiples manifestations du volcanisme des roches vertes : celui-ci a varié selon le cadre dans lequel il se développait, ainsi qu'il apparaît dans notre petite région. Mais nous pensons avoir levé l'une des objections les plus sérieuses qui s'opposaient à la compréhension des roches vertes et que c'est en cela que réside notre contribution essentielle.

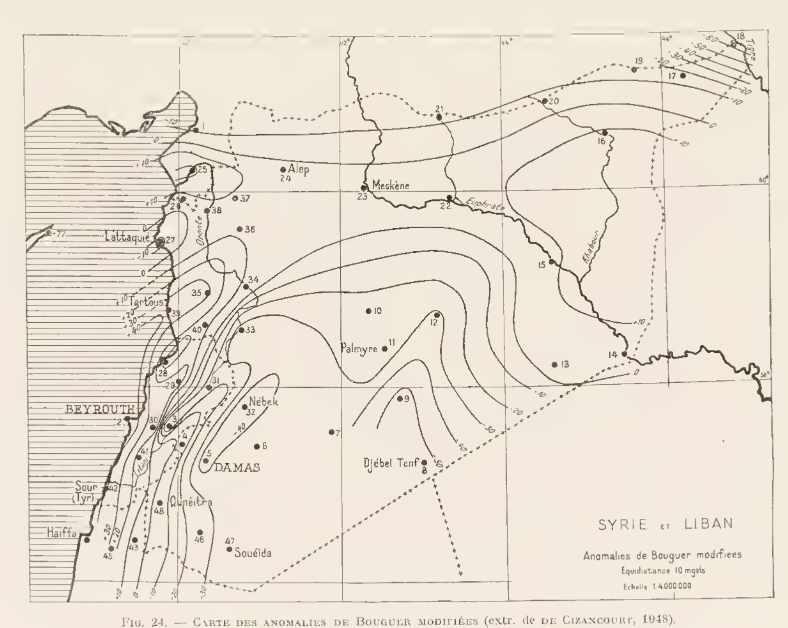


FIG. 24. — CARTE DES ANOMALIES DE BOUGUER MODIFIÉES (extr. de DE CIZANCOURT, 1948).
Elle montre l'uniformité structurale profonde du N syrien,
à l'exception des abords du Tigre, où s'annonce la proximité du bord de la plate-forme arabique.

BIBLIOGRAPHIE

Arthaber (G.). 1915. — Die Entwickelung der Trias in Anatolien. *Mitt. geol. Ges. Wien, VIII*, p. 47-61 (p. 51).

Basse (E.). 1937. — Les Céphalopodes crétacés des massifs côtiers syriens. *Notes et Mém. Syrie et Liban, II*, p. 165-200, pl. VIII-XI.

— 1940. — Les Céphalopodes crétacés des massifs côtiers syriens. *Notes et Mém. Syrie et Liban, III*, p. 441-471, pl. I-IX.

Bailey (E.) and Mc Callien (W. Y.). 1950. — The Ankara melange and the Anatolian thrust. *Nature*, p. 938-940 (2 XII).

Bergeat (A.). 1892. — Zur Geologie der massigen Gesteine der Insel Cypern. *Tschermaks min. u. petrogr. Mitt., XII*, (4), 50 p., 2 pl.

Blanckenhorn (M.). 1890 a. — Die Entwickelung des Kreidesystems in Mittel u. Nord-Syrien. Cassel, 135 p., 11 pl.

— 1890 b. — Das Eocän in Syrien, mit besonderer Berücksichtigung Nord-Syriens. *Z. deutsch. geol. Ges., 42*, p. 318-359, pl. XVII-XIX, 1 fig.

— 1891. — Grundzüge der Geologie und physikalischen Geographie von Nord-Syrien. Berlin, 102 p., carte géologique au 500.000ᵉ en couleurs.

1892. — Das marine Pliocän in Syrien. *Sitzb. phys. med. Soc. in Erlangen*, Heft *24*, 53 p.

— 1893. — Die Structurlinien Syriens u. d. Rothen Meeres. Richthofen Festschrift.

— 1897. — Zur Kenntnis der Süsswasserablagerungen und Mollusken Syriens. *Palaeontogr.* 159 p., *XLIV*, p. 71-144, 8 fig., pl. VII-X.

— 1914. — Syrien, Arabien, Mesopotamien. *Handb. d. regionalen Geologie*, V, (4), H. 17. 4 cartes au 12.500.000ᵉ.

Blanckenhorn (M.) and Oppenheim (P.). 1927. — Neue Beiträge zur Kenntnis des Neogens in Syrien und Palästina. *Geol. Palaeont. Abh.*, nouv. sér., *XV*, (4), p. 321-358, 1 pl.

Bishopp (D. W.). 1952. — The Troödos massif, Cyprus. *Nature, 169*, p. 489 (22 III 52, 1 p.).

Blumenthal (M.). 1938. — Die Grenzzone zwischen syrischer Tafel und Tauriden in der Gegend des Amanos. *Eclogae Geol. Helv., 31*, 2, p. 381-383.

1941. — Un aperçu de la géologie du Taurus dans les vilayets du Nigde et d'Adana. *Meleae*, Ankara, Sér. B, *6*, 95 p., carte au 300.000ᵉ.

Bourcart (J.). 1940. — Recherches stratigraphiques sur le Pliocène et le Quaternaire du Levant. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (5), *X*, 79, p. 207-230.

Broili. 1911. — Geologische und palaeontologische Resultate der Grotheschen Vorderé-Asien Expedition ; *in H. Grothe*, Meine Vorder-Asien Expedition 1906-1907, 70 p., 4 pl.

Caillère (S.). 1937 a. — Sur un mode d'altération de l'anorthite en une variété calcique de thomsonite. *C. R. Ac. Sc., 204*, 10, p. 785-786.

1937 b. — Sur un mode spécial d'altération de l'anorthite en une zéolite du groupe de la thomsonite. 70ᵉ Congrès des Sociétés savantes. Montpellier, 1936, p. 139-142.

Chenevart (C.). 1950 a. — Problèmes de la géologie du pétrole. A propos de l'usage des cartes à isopaques : quelques faits observés dans le Crétacé de la Palmyrène, Syrie. *Mém. Soc. vaudoise Sc. nat., 9*, 4, 34 p., 1 pl.

— 1950 b. — The isopach maps in oil geology, with reference to the Cretaceous of Syria, South-Western Asia. *Bull. Ass. Suisse Geol. et Ing. Pétrole, 17*, 52, p. 36-50, 4 fig., 1 pl.

CHENEVOY (M.). 1952. — Sur la découverte d'une série métamorphique au N de Lattaquié (Syrie). *C. R. Ac. Sc.*, *234*, p. 2087-2088.

CIZANCOURT (H. DE). 1948. — La tectonique profonde de la Syrie et du Liban. Essai d'interprétation géologique des mesures gravimétriques. *Notes et Mém. Syrie et Liban*, *IV*, p. 157-190.

COMBIER (C.). 1945. — Aperçu sur les climats de la Syrie et du Liban avec carte au millionième des pluies et vents. Beyrouth, 31 p.

CULLIS (C. G.). 1924. — A sketch of the geology and mineral resources of Cyprus. *Journ. roy. Soc. Arts*, *LXXII*, n° 3741 (1 VIII), p. 623-647.

CULLIS (C. G.) and EDGE (A. B.). 1927. — Report on the cupriferous deposits of Cyprus. Crown Agents for the colonies, London, 48 p., carte géol. en couleurs au 1 : 348.480.

CULLIS (C. G.) in RICKARD (T. A.). 1930. — Copper mining in Cyprus. Discussion. *Institution of mining and metallurgy*, London, p. 21-24.

DAUS (H.). 1915. — Beiträge zur Kenntnis des marinen Miocans in Kilikien und Nord-Syrien. *Neues Jahrb. Min. Stuttgart*, Beilage-Bd., *XXXVIII*, p. 429-500, 8 fig., pl. XVI-XIX.

DAVID (E.). 1933 a. — Note sur l'Oligocène et le Burdigalien de la Syrie septentrionale. *C. R. Ac. Sc.*, *196*, p. 1134.

— 1933 b. — Foraminifères sénoniens et éocènes de la Syrie septentrionale. *Notes et Mém. Syrie et Liban*, *I*, p. 54-60, pl. III-VII.

DELPEY (G.). 1940. — Les Gastropodes mésozoïques de la région libanaise. *Notes et Mém. Syrie et Liban*, *III*, p. 5-324, pl. I-XI.

DONCIEUX (L.). 1937. — Les Foraminifères éocènes de la Syrie septentrionale. *Notes et Mém. Syrie et Liban*, *II*, p. 207-226, pl. XII.

DUBERTRET (L.). 1929. — Étude des régions volcaniques du Haouran, du Djebel Druze et du Diret et Touloul (Syrie). *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, *II*, 45 p., pl. XXIX-XXXVI, pl. F.

— 1930. — Note préliminaire sur la structure géologique des États du Levant sous mandat français. *C. R. S. Soc. Géol. Fr.*, n° 6, p. 43-45.

DUBERTRET (L.), KELLER (A.) et VAUTRIN (H.). 1932. — Contribution à la géologie de la Djézireh (territoires syriens de la rive gauche de l'Euphrate). *C. R. Ac. Sc.*, *194*, p. 1254.

DUBERTRET (L.). 1932. — L'évolution structurale des États du Levant sous mandat français. *C. R. Ac. Sc.*, *194*, p. 1064.

— 1933 a. — Sur la structure de la côte orientale de la Méditerranée. *C. R. Ac. Sc.*, *197*, p. 458.

— 1933 b. — Les grandes nappes basaltiques syriennes : âge et relations avec la tectonique. *C. R. S. Soc. Géol. Fr.*, p. 178-180.

— 1933 c. — La carte géologique au millionième de la Syrie et du Liban. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, *VI*, 4, 50 p., pl. XV-XXIV.

— 1933 d. — Contribution à l'étude géologique de la Syrie septentrionale. Le Miocène en Syrie et au Liban. *Notes et Mém.*, vol. *I*, édit. par *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. Paris*, 182 p., 12 pl.

— 1933 e. — La tectonique de la Syrie septentrionale à la fin du Crétacé et au début du Tertiaire. *Notes et Mém. Syrie et Liban*, *I*, p. 13-28.

— 1933 f. — Le Miocène en Syrie et au Liban. Introduction. *Notes et Mém. Syrie et Liban*, *I*, p. 63-73.

— 1933 g. — Le Djebel Bichri. *Notes et Mém. Syrie et Liban*, *I*, p. 75-99.

— 1935. — Premières recherches sur les hydrocarbures minéraux dans les États du Levant sous mandat français. — *Ann. Off. nat. Comb. liqu.*, 1934, n° 5, p. 877-899, 7-1935, n° 1, p. 31-54.

— 1936. — Stratigraphie des régions recouvertes par les roches vertes du Nord-Ouest de la Syrie. *C. R. Ac. Sc.*, *203*, p. 1173.

— 1937 a. — Sur les lambeaux de brèche tectonique à la surface des roches vertes syriennes. *C. R. Ac. Sc.*, *204*, p. 282.

Dubertret (L.). 1937 b. — Sur la constitution et la genèse des roches vertes syriennes. *C. R. Ac. Sc., 204*, p. 1663.

— 1937 c. — Sur le Pliocène marin des environs d'Antioche. *C. R. Ac. Sc., 205*, p. 1247.

— 1937 d. — Contribution à l'étude géologique de la côte libano-syrienne. *Notes et Mém., vol. II*, édit. par *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. Paris*, 230 p., 15 pl.

— 1937 e. — Le massif Alaouite. *Notes et Mém. Syrie et Liban, II*, p. 9-42.

Dubertret (L.) et Vautrin (H.). 1937. — Révision de la stratigraphie du Crétacé du Liban. *Notes et Mém. Syrie et Liban, I*, p. 43-73.

Dubertret (L.), Vautrin (H.) et Keller (A.). 1937. — La stratigraphie du Pliocène et du Quaternaire marins de la côte syrienne. *Notes et Mém. Syrie et Liban, II*, p. 93-121.

Dubertret (L.). 1937. — L'Éocène du Nord-Ouest de la Syrie. *Notes et Mém. Syrie et Liban, II*, p. 75-85.

Dubertret (L.) et Vautrin (H.). 1938. — Sur l'existence du Pontien lacustre en Syrie et sur sa signification tectonique. *C. R. Ac. Sc., 206*, p. 69.

Dubertret (L.) et Doncieux (L.). 1938. — Sur le Nummulitique du Koseir au Sud d'Antioche (Syrie). *C. R. Ac. Sc., 206*, p. 1224.

Dubertret (L. et R.), Doncieux (L.) et Vautrin (H.). 1938. — Sur le Nummulitique du versant oriental de l'Anti-Liban (région de Damas, Syrie). *C. R. Ac. Sc., 207*, p. 1230.

Dubertret (L.) et Cottreau (J.). 1938. — Les Échinides miocènes des régions d'Antioche et d'Alep. Leur signification stratigraphique. *C. R. S. Soc. géol. Fr.*, p. 57-58.

Dubertret (L.) et Roger (J.). 1938. — Les Pectinidés néogènes des régions d'Antioche et d'Alep (Syrie). Leur signification stratigraphique. *C. R. S. Soc. géol. Fr.*, p. 73-74.

Dubertret (L.). 1939. — Sur la genèse et l'âge des roches vertes syriennes. *C. R. Ac. Sc., 209*, p. 763.

— 1940 a. — Le Sénonien dans les régions d'Antioche et de Lattaquié (Levant). *C. R. Ac. Sc.*, 210, p. 737.

— 1940 b. — Sur l'âge du volcanisme en Syrie et au Liban. *C. R. Soc. Géol. Fr.*, n° 6, p. 55-56.

— 1940 c. — Études paléontologiques. *Notes et Mém.*, vol. *III*, édit. par *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. Paris*, 500 p., 28 pl.

— 1940 d. — Observations au sujet des coupures du Crétacé libano-syrien. *Notes et Mém. Syrie et Liban, III*, p. VIII-X.

Dubertret (R.). 1940. — Sur « Alveolina Violae Checchia Rispoli » de la région d'Antioche et le « sous-genre Eoalveolinella Silvestri ». *Notes et Mém. Syrie et Liban, III*, p. 491-500, pl. I.

Dubertret (L.). 1941-43. — Carte géologique de la Syrie et du Liban au millionième. Beyrouth, 67 p.

— 1942. Carte géologique du Moyen-Orient au 2 millionième. Beyrouth, 67 p.

— 1943. Carte lithologique de la bordure orientale de la Méditerranée. Beyrouth, 31 p., 2 cartes en couleurs au 500.000e.

— 1947 a. — Problèmes de la géologie du Levant. *Bull. Soc. géol. Fr.* (5), *XVII*, p. 3-31, pl. I.

— 1947 b. — Sur la limite nord du plateau syrien. *C. R. S. Soc. Géol. Fr.*, p. 107-108.

Dubertret (L.) et Fish (W. B.). 1948. — Carte pluviométrique du Moyen-Orient au 2 millionième. *Notes et Mém. Syrie et Liban, IV*, p. 115-121, 1 carte en couleurs.

Dubertret (L.). 1951. — Aperçu sur la géologie du Kurd Dagh (Syrie). *C. R. som. S. G. F.*, 5, p. 70.

Dupré La Tour (F.). 1949. — La radioactivité de quelques sources au Liban et en Syrie. *C. R. A. Sc., 229*, p. 712-713.

Frech (F.). 1916. — Geologie Klein-Asiens im Bereich der Bagdadbahn. *Z. deutsch. geol. Ges., 68*, p. 1-325.

Gombault (R.). 1948. — Aperçu sur la flore de la Syrie, du Liban et de la région d'Antioche (Turquie). *Notes et Mém. Syrie et Liban, IV*, p. 123-156, pl. IV-XV (les pl. IV, fig. 1 et pl. V-VIII concernent la végétation du Hatay).

Henson (F. R. S.), Browne (R. V.) and Mc Ginty (J.). 1949. — A synopsis of the stratigraphy and geological history of Cyprus. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, London, *CV*, p. 1-41, pl. I-II.

Jacquet (F.). 1933. — Une faune du Miocène moyen dans la vallée du Nahr el Kebir Nord (de Lattaquié, Syrie). *C. R. S. Soc. géol. Fr.*, p. 67-70.

Keller (A.). 1933. — Sur quelques Rudistes du Djebel Ansarveh et de l'Amanus. *Notes et Mém. Syrie et Liban*, *I*, p. 45-52, pl. III-IV, VI, VII.

Kittl (E.). 1912. — Materialien zu einer Monographie der Halobidae und Monotidae der Trias. *Result. Wissenschaftlichen Erforschung des Baltousers, Palaeont. Ergebnisse, II*, 4 p., 1-229, pl. I-X.

Kober (L.). 1915. — Geologische Forschungen in Vorderasien. I. Teil. A. Das Taurusgebirge. *Denkschr. math. naturw. Kl. K. Ak. Wiss.*, Wien, 381-419.

Koert (W.). 1924. — Geologische Beobachtungen in Syrien und Palästina während des Feldzuges 1917-18. *Z. deutsch. geol. Ges.*, *76*, p. 1-59.

Lejay (P.). 1938. — Exploration gravimétrique des États du Levant sous mandat français. *Comité nat. fr. géodésie géophys.*, 54 p.

Oswald (F.). 1912. — Armenien. *Handb. der regionalen Geologie*, V, 3, H. 10, p. 1-40, carte géol., pl. I-IV.

Pfender (J.). 1937. — Quelques Hydrozoaires de la Syrie septentrionale. *Notes et Mém. Syrie et Liban*, *II*, p. 125-136, pl.

Philippson. 1918. — Klein-Asien. *Handb. d. regionalen Geol.*, V, 2, H. 22, 178 p., carte géol. au 3.700.000e.

Poetz (W.). 1896. — Beiträge zur Kenntnis der basaltischen Gesteine von Nord-Syrien. *Z. deutsch. geol. Ges.*, *XLVIII*, p. 522-556, pl. XII-XIII, 2 cartes.

Renouard (G.). 1951. — Sur la découverte du Jurassique inférieur (?) et du Jurassique moyen au Liban. *C. R. Ac. Sc.*, *232*, p. 992.

Roger (J.). 1939. — Le genre Chlamys dans les formations néogènes de l'Europe. *Mém. S. G. Fr.*, Paris, *40*, 291 p., 28 pl.

— 1940. — Pectinidés miocènes, pliocènes et quaternaires de Syrie. *Notes et Mém. Syrie et Liban*, *III*, p. 325-348, pl. I-II.

Roman (F.). 1940. — Listes raisonnées des faunes du Pliocène et du Miocène de Syrie et du Liban. *Notes et Mém. Syrie et Liban*, *III*, p. 353-399, pl. I-V.

Schaffer (F. X.). 1909. — Der geologische Bau des Beilan Bel in Nord-Syrien. *Mitt. geol. Ges. Wien*, *II*, p. 512-516.

Stchepinsky (V.). 1947. — Sur la limite septentrionale du plateau syrien. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (5), *XVII*, 1-3, p. 33-38.

Turquie. — Carte géologique au 800.000e. Ankara, 1944. Feuille VI : Konya, Feuille VII : Malatya.

Vautrin (H.). 1933 a. — Sur quelques formes nouvelles de Rudistes recueillies en Syrie septentrionale. *Notes et Mém. Syrie et Liban*, *I*, p. 30-43, pl. I/IV.

— 1933 b. — Le Miocène de la région côtière d'Alexandrette. *Notes et Mém. Syrie et Liban*, *I*, p. 141-153.

Vautrin (H.) et Keller (A.). 1937. — Nouvelle contribution à l'étude des Échinides de la Syrie et du Liban. *Notes et Mém. Syrie et Liban*, *II*, p. 137-164, pl. V-VII.

Wenk (E.). 1949. — Die Assoziation von Radiolarienhornsteinen mit ophiolitischen Erstarrungsgesteinen als petrogenetisches Problem. *Experientia*, Bâle, V, 6, p. 226-232.

Yungul (S.). 1951. — Rift valleys and some tectonic results of the Hatay gravity survey. *Bull. Soc. Géol. Turquie*, *III*, p. 1-16.

EXPLICATION DES PLANCHES

PLANCHE I

FIG. 1-2. Vue zénithale au 2 millionième et perspective d'un plan-relief du NW de la Syrie et du Hatay (Turquie) exécuté par l'Institut Géographique National. La comparaison avec le schéma structural fig. 2 permet aisément de situer les principales failles. Celles-ci ont découpé le pays en compartiments de diverses tailles, qui ont joué les uns par rapport aux autres. La dépression de l'Amouk correspond à un effondrement du centre d'un faisceau de failles rayonnantes. La tectonique locale est dominée par des mouvements verticaux.




Fig. 1

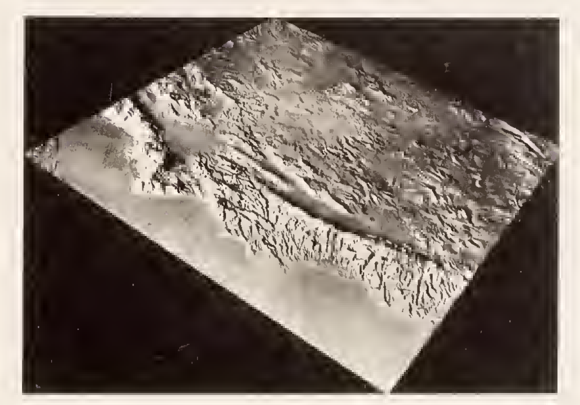


Fig. 2

Clichés L. DUBERTRET

Planche II

Fig. 1. Route Lattaquié-Antioche, vue vers le N, sur le massif calcaire jurassique (j) et crétacé (c) du Djebel Akra et sur les péridotites pyroxéniques (Σ_1) du Bassit. Le massif du Djebel Akra émerge en forme de cône au milieu des roches vertes. Il semble s'expliquer par une poussée verticale de magma sous-jacent plutôt que par des poussées tangentielles.

Fig. 2. — Giaour Qrâne, dans le Bassit : paysage de roches vertes. A droite, une croupe de péridotites pyroxéniques (Σ_1). Au centre les lambeaux de surface des roches vertes (Σ_4). Parmi ceux-ci se trouvent des blocs cénomaniens à *Eoradiolites lyratus* Conrad (C_4). Le substratum des lambeaux, constitué par de la pillow-lava, n'est pas visible. Leur couverture est constituée par du Maëstrichtien transgressif (C_6). Celui-ci est coiffé par une dalle de calcaire vindobonien (m_2).



Fig. 1



Fig 2

Clichés L. DUBERTRET

Planche III

Fig. 1. Migher Tepe, 2.224 m, dans le Giaour Dagh. Terrain paléozoïque, probablement dévonien, subhorizontal. Dense végétation. Le style structural du Giaour Dagh rappelle celui du Djebel Alaouite ou du Liban.

Fig. 2. — Descente de Radjou (Kurd Dagh) sur le fossé du Kara Sou ; vue vers l'W. Dans les lointains, la chaîne paléozoïque du Giaour Dagh. Sous la flèche, le Migher Tépé. Dans le fossé, des péridotites pyroxéniques (Σ_1) émergent d'une nappe basaltique quaternaire tardive (β_9). Au premier plan, le bord du Kurd Dagh : calcaires cénomaniens-turoniens (C_5), couverts de maquis, et marno-calcaires sénoniens (C_6). Ces calcaires et marno-calcaires plongent sous les péridotites pyroxéniques du fossé.



Fig. 1



Fig 2

Clichés L. DUBERTRET

PLANCHE IV

FIG. 1. — Route Aafrine-Radjou (Kurd Dagh) : vue sur l'une des écailles de la *ligne de Berbannd*. Le Crétacé, décollé à sa base, chevauche sur le calcaire turonien à Hippurites (C_5). La profondeur du chevauchement n'est que de quelques centaines de mètres.

FIG. 2. — Région de Qastal Moaf (Bassit), au-dessus de Beit Ouéli Hassan : serpentine reposant sur des amphibolites. Le contact, parfaitement clair, ne montre aucune trace de phénomènes dynamiques.



Fig. 1



Fig. 2

Clichés L. DUBERTRET

Planche V

Fig. 1-2. — Côte à 5 km au SE du Ras Bassit ; base du corps des roches vertes. Filons blancs dans un fond de péridotite pyroxénique serpentinisée. La matière blanche est en partie constituée par une variété calcique de la thomsonite, la faroelite, et par de l'anorthite (S. Caillère, 1937).





Fig. 1



Fig. 2

Clichés L. DUBERTRET

PLANCHE VI

FIG. 1. — Côte sous le Djebel Moussa, gisement 427. Gabbros et dolérites en bancs de grain alternativement grossier et fin.

FIG. 2. — Mont Silpius, au-dessus d'Antioche : pillow-lava. Le verre sombre constitue des poches enveloppant une matière rappelant la dolérite, dans l'épaisseur du verre sont noyés des œufs ou des perles semi-cristallins.

FIG. 3. — Kara Dourane à l'W de Kessab. Brèche volcanique du sommet du corps des roches vertes. Immédiatement dessus reposent les radiolarites rouges, plissotées.





Fig. 1



Fig 2



Fig 3

Clichés L. DUBERTRET

Planche VII

Pillow-lava du Mont Silpius (Antioche).

Fig. 1. — Délit en oreiller caractéristique.

Fig. 2. — Brèche scoriacée et vitreuse avec perles de verre.



Fig. 1 *Cliché L. DUBERTRET*



Fig 2

Cliché J. LERICHE

Planche VIII

Fig. 1. Beit Baldeur, sur la route Séraya-Guebelli, dans le Baër. Lambeaux sédimentaires flottant à la surface des roches vertes. Leur désordre est typique. Parmi les blocs se trouvent des grès quartziques et des calcaires détritiques à Orbitolines aptiennes remaniées et emballées dans une pâte à microfaune cénomanienne-turonienne. (v. Pl. XIX fig. 2.)

Fig. 2. — Karankoul, au NW de Qastal Moaf, dans le Bassit. Lambeau de radiolarite rouge, plissotée, flottant à la surface du corps des roches vertes. La radiolarite ne se développe jamais en continuité sur de grandes surfaces : elle se présente toujours déchiquetée en petits paquets à structure tourmentée.



Fig. 1



Fig. 2

Clichés L. DUBERTRET

PLANCHE IX

FIG. 1-2. 140. — Péridotite à enstatite ; l. nat. et pol. × 30 (analyse 1). Base des roches vertes au-dessus d'Ak Çay, à l'E d'Alexandrette.

FIG. 3. — 109. — Serpentine ; l. pol. × 60. Côte au S du Ras Bassit.

FIG. 4. 936 *a*. — Péridotite avec augite, emballant pœcilitiquement des gouttelettes d'olivine ; l. nat. × 30 (analyse 3). Bord S du Kizil Dagh, à Beytar (7 km au N du sommet du Djebel Moussa).

Les microphotographies des Pl. IX-XVIII ont été faites par M. J. LERICHE.

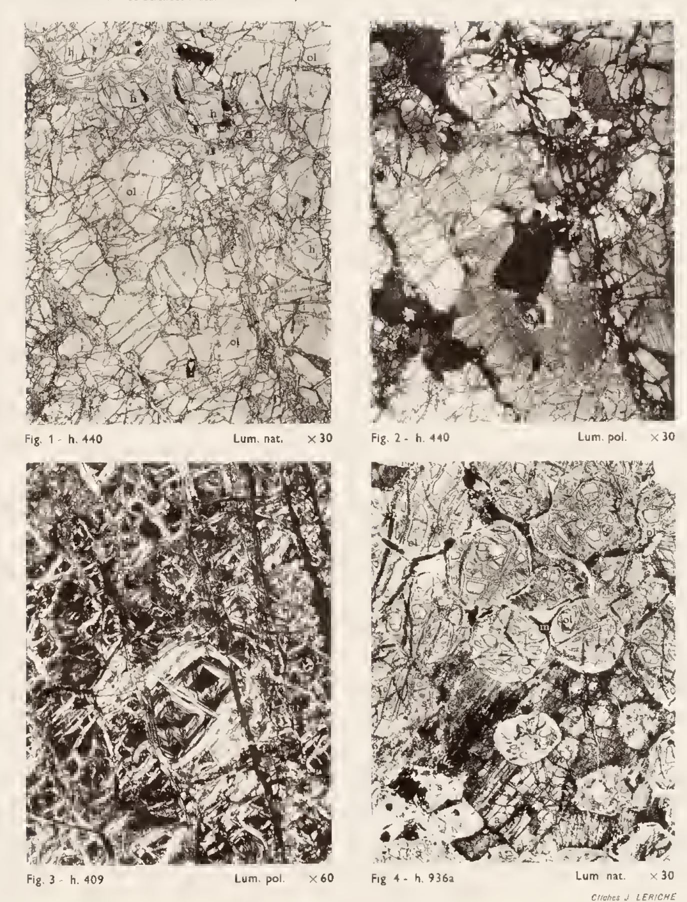


Fig. 1 - h. 440 Lum. nat. ×30

Fig. 2 - h. 440 Lum. pol. ×30

Fig. 3 - h. 409 Lum. pol. ×60

Fig 4 - h. 936a Lum nat. ×30

Clichés J. LERICHE

Planche X

Fig. 1. — 455. — Gabbro à olivine ; l. pol. × 30. Extrême base des roches vertes feldspathiques, au bas de Duz Arhatch : carrière au bord de la route Lattaquié-Kessab.

Fig. 2. — 432 *a*. — Gabbro à olivine ; l. pol. × 30 (analyse 6). Base des roches vertes feldspathiques, sur la côte, au pied du Djebel Moussa.

Fig. 3. — 432 *b*. — Gabbro à olivine, orienté ; l. nat. et pol. × 30 (analyse 7). Même gisement que 432 *a*.

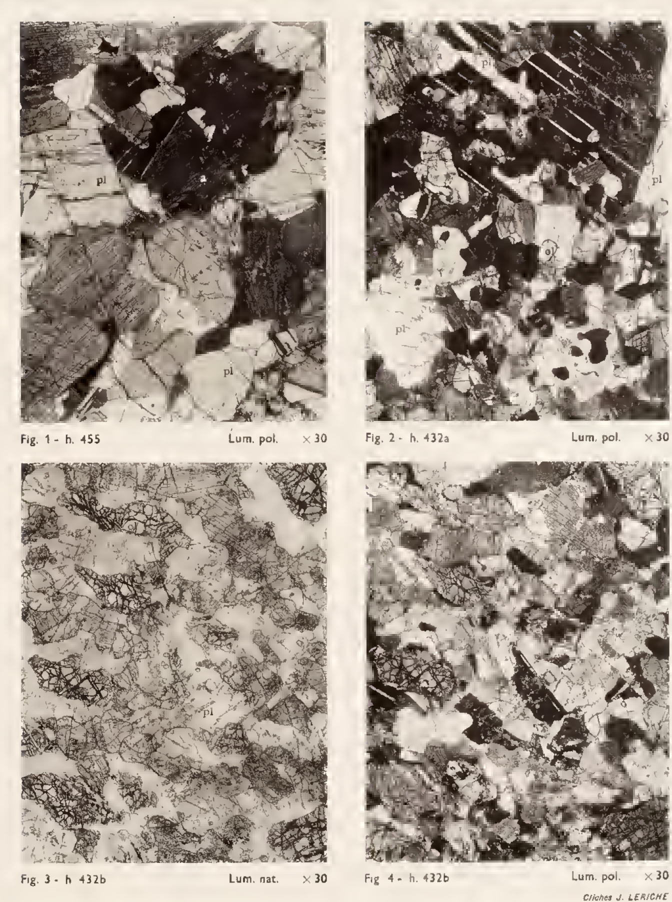


Fig. 1 - h. 455 Lum. pol. × 30

Fig. 2 - h. 432a Lum. pol. × 30

Fig. 3 - h 432b Lum. nat. × 30

Fig 4 - h. 432b Lum. pol. × 30

Clichés J. LERICHE

Planche XI

Fig. 1. — 431 (2). — Gabbro zoné ; l. pol. × 30 (Analyse 8). Côte au pied du Djebel Moussa.

Fig. 2. — 428. — Diorite à grain fin : l. nat. × 60 (analyse 11). Côte au pied du Djebel Moussa.

Fig. 3-4. — 427. — Gabbro doléritique en voie d'ouralitisation ; l. nat. et pol. × 60 (analyse 12). Côte au pied du Djebel Moussa, sous la dalle calcaire vindobonienne.

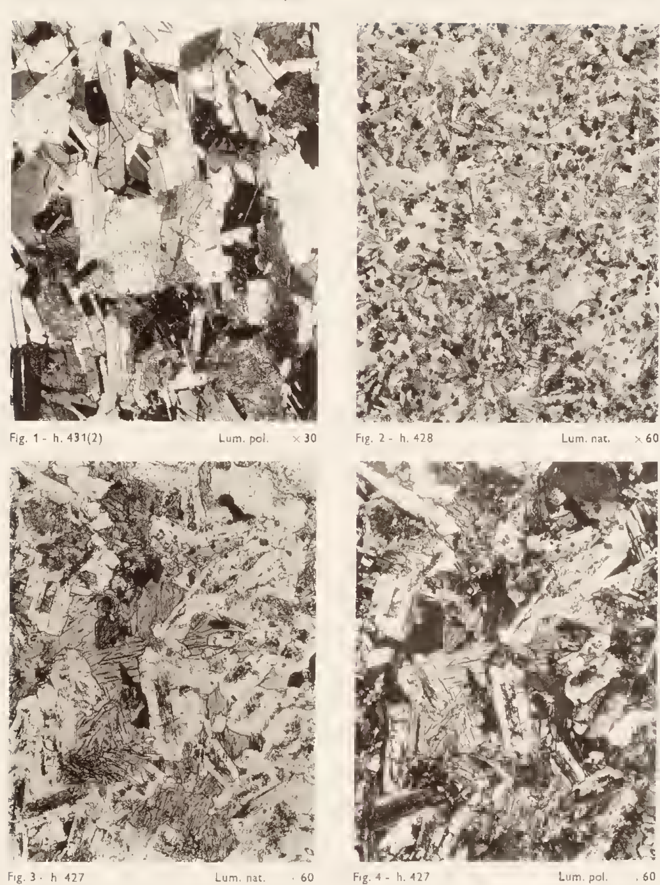


Fig. 1 - h. 431(2) Lum. pol. × 30

Fig. 2 - h. 428 Lum. nat. × 60

Fig. 3 - h. 427 Lum. nat. × 60

Fig. 4 - h. 427 Lum. pol. × 60

Clichés J. LERICHE

Planche XII

Fig. 1-2. — 449. — Microgabbro quartzique à structure doléritique ; l. nat. et pol. × 60 (analyse 13). Ravin de Kara Kiddé, à l'amont de Karakilissé (Kara Mourt).

Fig. 3-4. — 839 (1). — Microgabbro quartzique doléritique ; l. nat. et pol. × 60 (analyse 14). Route d'Antioche à Qnayé, au-dessus du Mont Silpius.

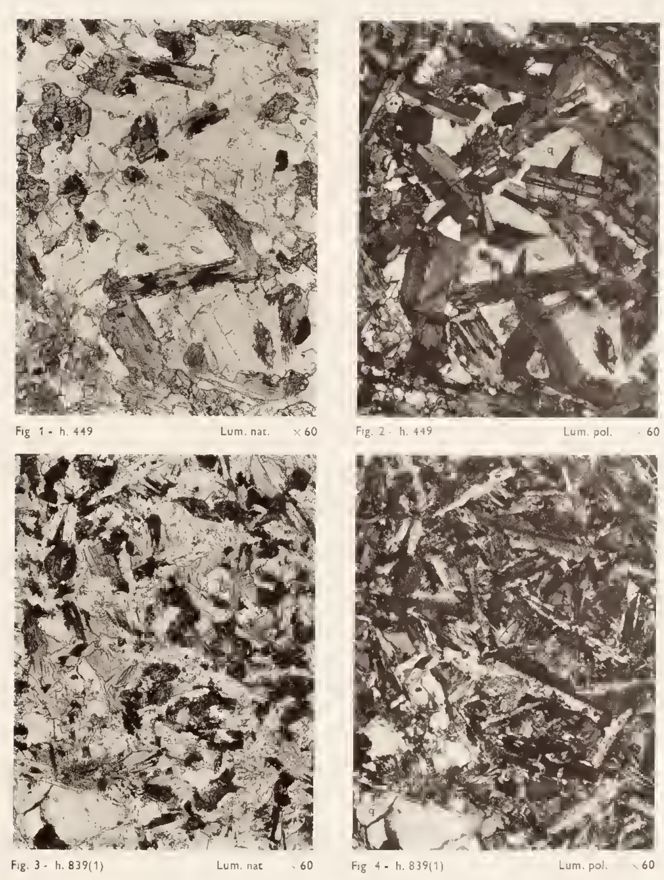


Fig. 1 - h. 449 Lum. nat. ×60

Fig. 2 - h. 449 Lum. pol. ×60

Fig. 3 - h. 839(1) Lum. nat. ×60

Fig. 4 - h. 839(1) Lum. pol. ×60

Clichés J. LERICHE

Planche XIII

Fig. 1-2. — 837 (2). — Sakalavite, verre ; 1. nat. × 30 et 300. Route de Quayé.

Fig. 3. — 837 (1109 *a*). — Sakalavite, œuf de pillow-lava ; 1. nat. × 60. Route de Quayé.

Fig. 4. — 837. — Sakalavite, œuf de pillow-lava ; 1. nat. × 300. Route de Quayé.



Fig. 1 - h 837(2) Lum. nat. × 30

Fig 2 - h. 837(2) Lum. nat × 300

Fig 3 - h 837(1109a) Lum. nat. × 60

Fig 4 - h 837(3) Lum. nat × 300

Clichés J. LERICHE

Planche XIV

Fig. 1-2. 837 (5). — Perle de sakalavite ; l. nat. et pol. × 60 (analyse 15). Route d'Antioche à Qnayé, au-dessus de 839.

Fig. 3-4. — 822. — Sakalavite ; l. nat. et pol. × 60. Cinarcik, à 12 km au SSW d'Antioche.



Fig. 1 - h. 837(5) Lum. nat. ×60

Fig. 2 - h. 837(5) Lum. pol. ×60

Fig. 3 - h. 822 Lum. nat. ×60

Fig. 4 - h. 822 Lum. pol. ×60

Clichés J. LERICHE

PLANCHE XV

FIG. 1-4. — 1127. Sakalavite, œuf de pillow-lava ; L. nat. et pol. , 60 et 300.
Ziaret Khodor (Bassit) (analyse 16).



Fig. 1 - h. 1427a Lum. nat. × 60

Fig. 2 - h. 1427a Lum. pol. × 60

Fig. 3 - h. 1427a Lum. nat. × 300

Fig. 4 - h. 1427a Lum. pol. × 300

Clichés J. LERICHE

PLANCHE XVI

FIG. 1. — 899. — Sakalavite ; verre de pillow-lava : début de cristallisation le long d'une fissure ; l. nat. × 60. Karakilissé (Kara Mourt).

FIG. 2. — 161 (2). — Radiolarite épigénisée, imprégnée de pyrolusite. Qastal Moaf (Bassit).

FIG. 3. — 459. — Contact d'une veine doléritique, très finement cristallisée, avec un gabbro fin, doléritique, ouralitisé ; l. pol. × 60. Route Lattaquié-Antioche, à 1 km au N de Qastal Moaf.

FIG. 4-5. —

1155. FIG. 4. — Dolérite fine ouralitisée, ramassée en place dans la vallée du Buyuk Kara Çay (à 1 km au N du sommet du Djebel Moussa) ; l. pol. × 60.

710. FIG. 5. — Roche de même type, mais altérée, provenant du poudingue fin sous-jacent aux roches vertes dans le Kara Dourane (Kessab). ; l. pol. × 60.

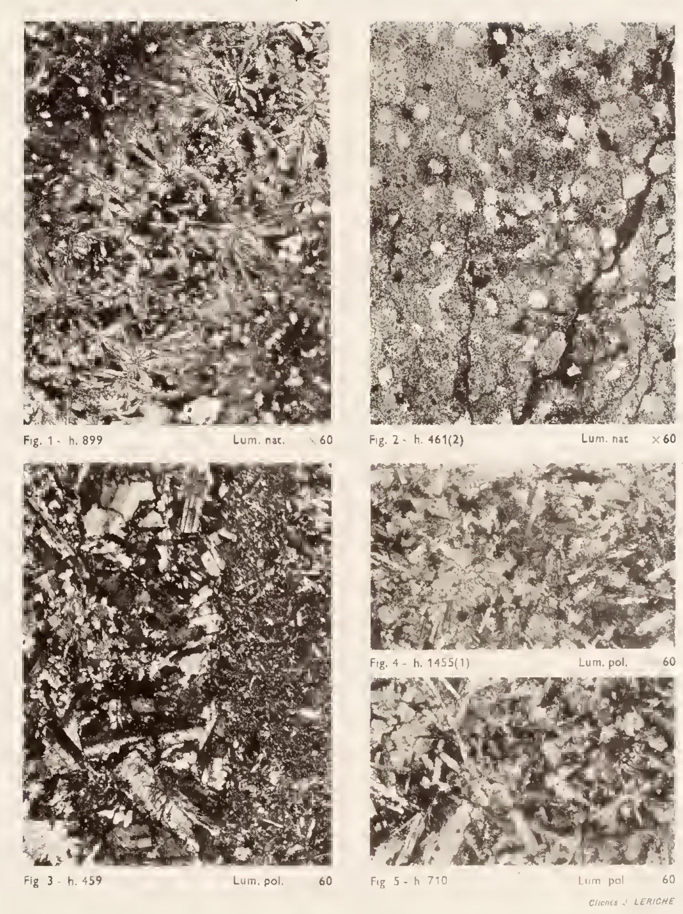


Fig. 1 - h. 899 Lum. nat. ×60

Fig. 2 - h. 461(2) Lum. nat ×60

Fig 3 - h. 459 Lum. pol. 60

Fig. 4 - h. 1455(1) Lum. pol. 60

Fig 5 - h 710 Lum pol 60

Clichés J. LERICHE

Planche XVII

Fig. 1-2. — 1401 *f*. — Basalte vacuolaire ; l. nat. × 60 et × 300. Associé à la monchiquite de Turkmenli (2 km au N de Qastal Moaf, Bassit).

Fig. 3. — 1401 *c*. — Ankaramite : cristaux d'augite emballés dans un basalte très riche en grands et petits cristaux d'augite ; l. nat. × 30. Associé à la monchiquite de Turkmenli.

Fig. 4. — 1431 *a*. — Tuf volcanique : gouttelettes de verre emballant des cristaux d'amphibole ou de biotite, cimentées par de la calcite. Qastal Moaf, dans la pillow-lava ; l. nat. × 30. Cette roche rappelle les pépérites de la Limagne.

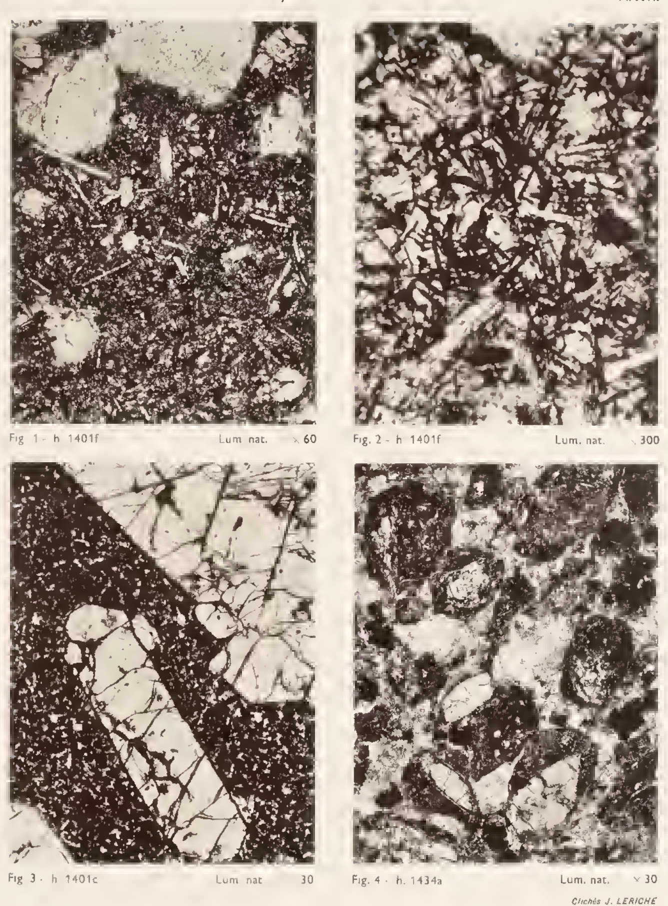


Fig. 1 - h. 1401f Lum. nat. × 60

Fig. 2 - h. 1401f Lum. nat. × 300

Fig. 3 - h. 1401c Lum. nat. × 30

Fig. 4 - h. 1434a Lum. nat. × 30

Clichés J. LERICHE

Planche XVIII

Fig. 1-2. — 1401 *d* et *g*. — Monchiquite ; l. nat. × 30 (analyse 17). Turkmenli (2 km au N de Qastal Moaf, Bassit).

Fig. 3-4. — 1401 *b*. — Monchiquite ; l. nat. × 60 (analyse 18). Turkmenli.

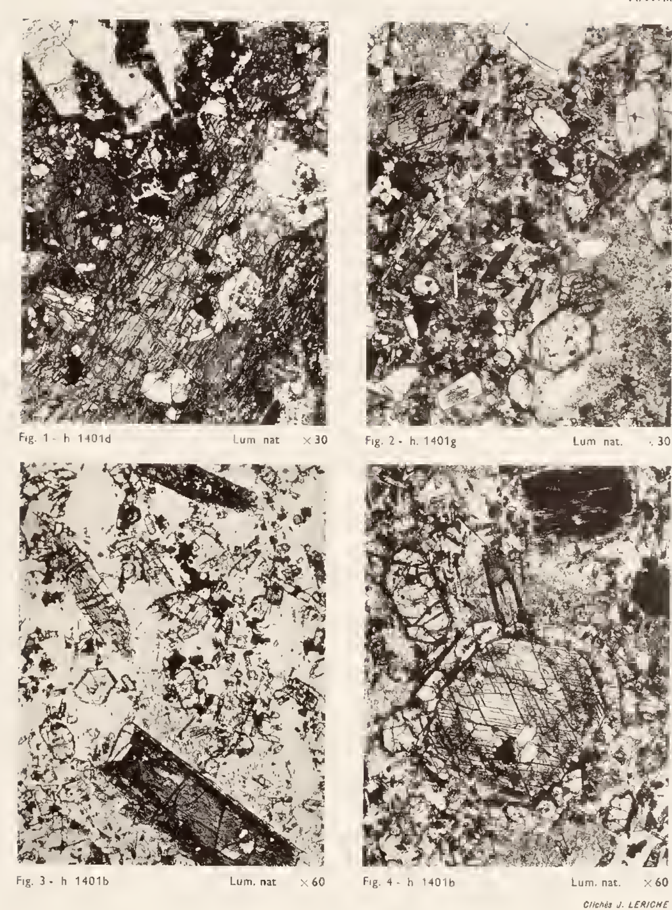


Fig. 1 - h 1401d Lum nat × 30

Fig. 2 - h. 1401g Lum nat. × 30

Fig. 3 - h 1401b Lum. nat × 60

Fig. 4 - h 1401b Lum. nat. × 60

Clichés J. LERICHE

Planche XIX

Fig. 1. — 170 *b*. — Calcaire aptien a *Orbitolina conoidea-discoidea*. Djebel Akra ; l. n. × 30.

Fig. 2. — 469. — Grès cénomanien-turonien avec Orbitolines aptiennes remaniées. Éclats de quartz dans le test des Orbitolines. Beit Baldeur, route de Séraya à Guebelli (Baër) ; l. n. × 30.

Fig. 3. — 1138. — Calcaire finement detritique, maëstrichtien, à *Orbitella media* d'Arch. Substratum des péridotites pyroxéniques à Kara Baba, couloir du Kara Sou ; l. n. × 20.



Fig. 1 - 170b, Dj. Akra, Lum. nat. × 30



Fig. 2 - 469, Beit Balteur Lum. nat. × 30

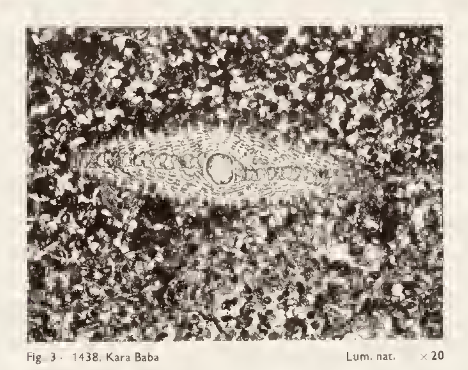


Fig. 3 - 1438, Kara Baba Lum. nat. × 20

Clichés J. LERICHE

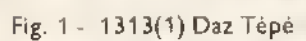
PLANCHE XX

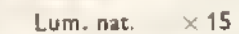
Fig. 1. 1313 (1). Calcaire détritique à microfaune maestrichtienne et éléments de roches vertes, sous-jacent aux péridotites pyroxéniques du Daz Tépé (Giaour Dagh). La roche verte est serpentinisée : au centre, un gravillon de serpentine de 3 mm de diamètre. Dans le coin, en haut, à gauche, une *Orbitella media* D'ARCH. brisée. Au milieu du bord droit, *Siderolites calcitrapoides* LMK ; l. n. × 15.

Fig. 2. 23. — Calcaire détritique maestrichtien, transgressif sur les roches vertes à Yeyla (E d'El Ordou). *Orbitella media* D'ARCH. brisée, au centre ; *Omphalocyclus macropora* LMK au milieu du bord gauche ; *Siderolites calcitrapoides* LMK au milieu du bord inférieur ; l. n. × 30.

Les préparations et les clichés des Pl. XIX et XX sont dus à l'obligeance de M. J. CUVILLIER.




Fig. 1 - 1313(1) Daz Tépé


Lum. nat. × 15

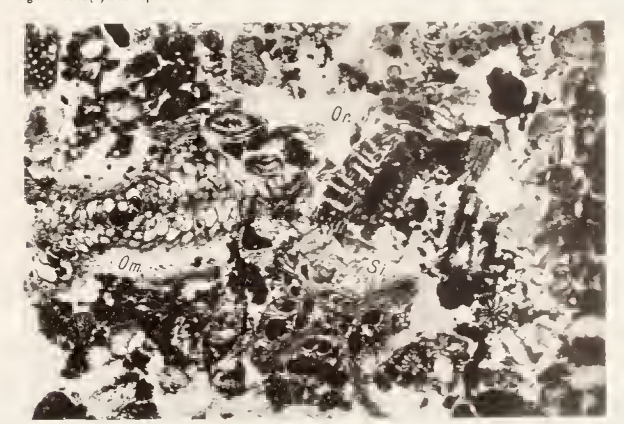


Fig. 2 - 23, Yeyla Lum. nat 30

Clichés fournis par J. CUVILLIER

Planche XXI

Fig. 1. — 23 (1). — Calcaire détritique maëstrichtien de Yeyla. *Orbitella* aff. *media* d'Arch. dans le coin en bas, à droite ; plusieurs sections transversales d'*Omphalocyclus macropora* Lmk dans le haut ; l. n. × 20.

23 (2). — Calcaire détritique maëstrichtien de Yeyla. *Siderolites calcitrapoides* Lmk ; l. n. × 40.



Fig. 1 - 23(1) Yeyla Lum. nat. × 20



Fig. 2 - 23(2) Yeyla Lum nat 40

Clichés fournis par J. CUVILLIER

CARTES GÉOLOGIQUES

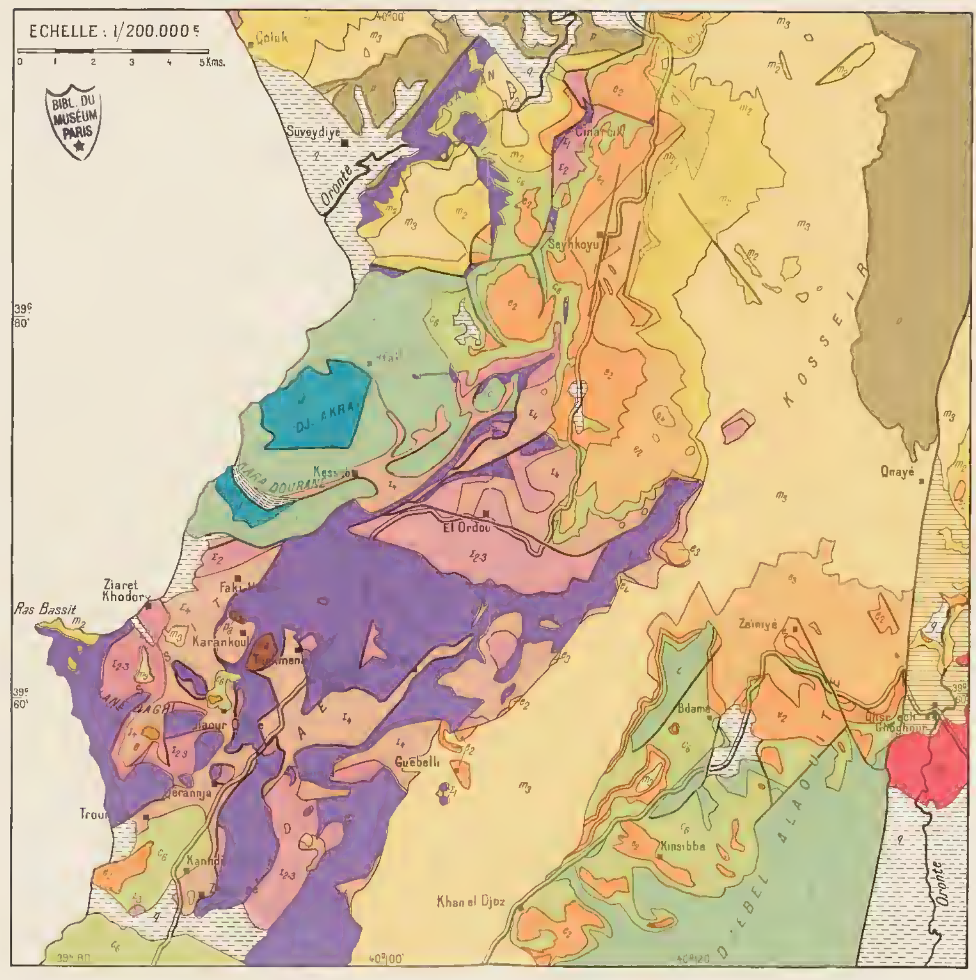
1° *Planche A.*

NW de la Syrie et Hatay, au 500.000e.

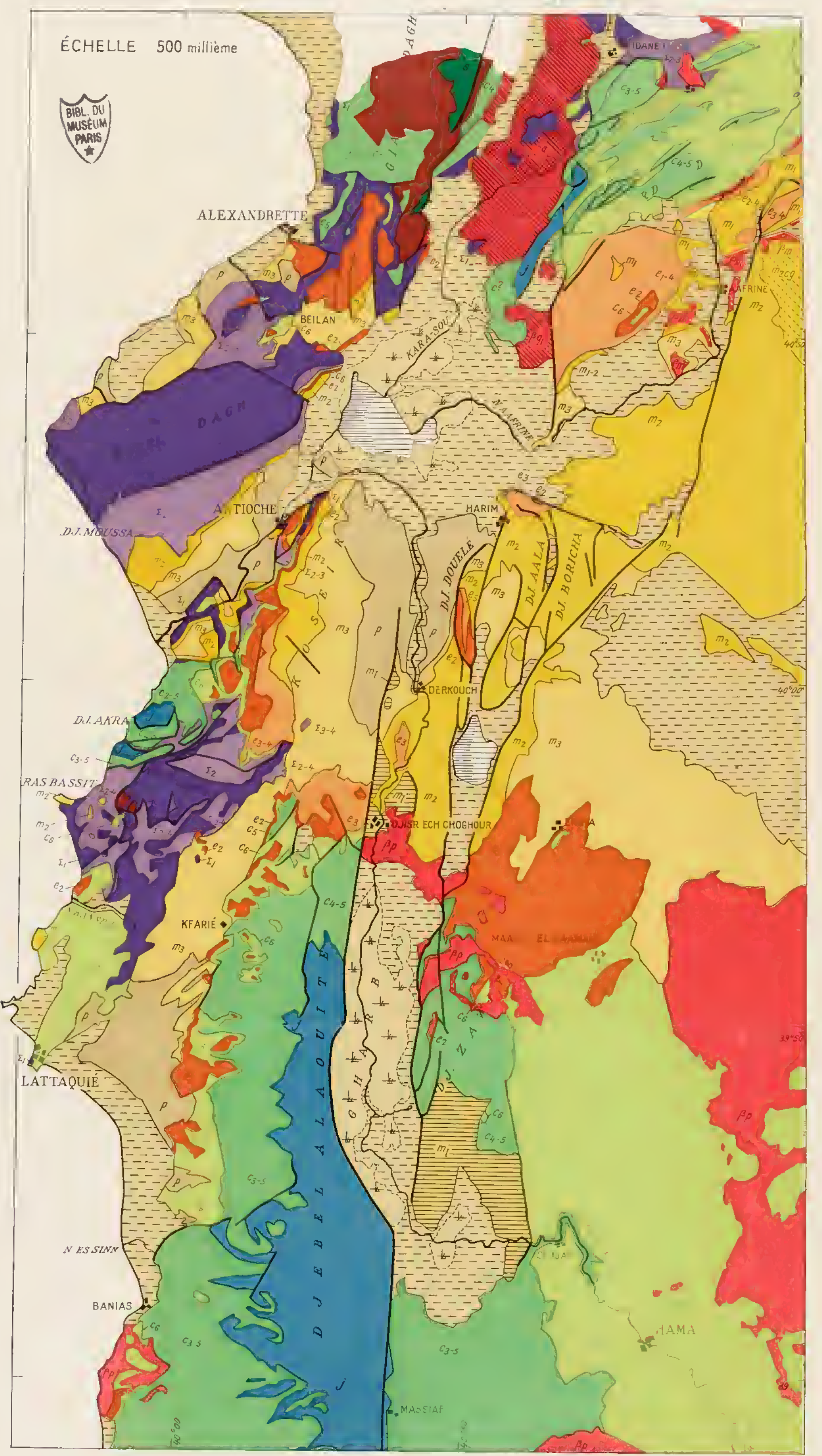
2° *Feuille d'Antioche*, au 200.000e.

3° *Planche B.*

Bassit et Baër, au 200.000e. Extrait de la feuille de Lattaquié-Hama au 200.000e, complétant la feuille d'Antioche au S.



Carte géologique du Bassit, du Baer, et des environs du Djebel Akra, au 200.000e



Carte géologique du N W de la Syrie et du Hatay (dressée par réduction de levers au 200.000ᵉ et au 50.000ᵉ).

a Réduction des levés au 40.000e du S.G.A
b Réduction du 50.000e
c 200000e ottoman revisé en 1936

ANTAKYA
(ANTIOCHE)

LEVANT 200 000e

İSKENDERON KÖRFEZİ

İSKENDERON (ALEXANDRETTE)

ANTAKYA

AMİK GÖLÜ

Dressé par le Service Géographique des F.F.L. en 1944
Réimprimé par l'Institut Géographique National en 1949
Reproduction interdite

Lattaquié-Hama

ECHELLE 1:200,000

Kilomètres 10 5 0 10 20 Kilomètres

5 millimètres 1 Kilomètre

Imprimé à l'Institut Géographique National, Paris 1952

Fond de carte de l'INSTITUT GÉOGRAPHIQUE NATIONAL Paris

CARTE GÉOLOGIQUE

dressée et dessinée

par M. Louis DUBERTRET

Imprimée en 1952

par l'Institut Géographique National, Paris

SIGNES CONVENTIONNELS

- Contour géologique observé
- » » incertain
- Faille apparente
- » cachée
- Axe anticlinal
- Direction et pendage
- Couches horizontales
- » verticales

TERRAINS FIGURÉS

ROCHES ÉRUPTIVES

Roches vertes (crétacées supérieures)

- Σ_1 Pyroxénolites, péridotites
- Σ_2 Cabbros, dolérites
- Σ_3 Pillow-lavas, basaltes
- Σ_4 Sédiments entraînés, radiolarites

Basaltes (tertiaires)

- βe_2 éocènes inférieurs
- βm miocènes
- βp pliocènes
- βq_1 quaternaires (anciens)
- βq_2 sub-actuels

PRIMAIRE

- S ORDOVICIEN
- d DÉVONIEN-CARBONIFÈRE

SECONDAIRE

- J JURASSIQUE
- c CRÉTACÉ
- c_{1-2} CRÉTACÉ inférieur
- c_{3-5} » moyen
- c_6 » supérieur

SÉDIMENTS

TERTIAIRE

NUMMULITIQUE

- e_1 ÉOCÈNE inférieur
- e_2 » moyen
- e_3 » supérieur
- e_4 OLIGOCÈNE

- e_{1-4} marneux
- e_{1-3} calcaire
- e_4 calcaire

NÉOCÈNE

MIOCÈNE

- m_1 BURDIGALIEN
- m_{23} VINDOBONIEN
- m_3 PONTIEN

- conglomerats
- m_{1-2} calcaires
- m_3 marnes
- lacustre

PLIOCÈNE inférieur

- p PLAISANCIEN

QUATERNAIRE

Terres arables — Déjections — Tuf

TURQUIE — SYRIE

Meidane Ekbes, Bulbul, Alexandrette, Radjou, Aafrine, Aazâz, Amouk, El Hammam, Jabal es Smane, Tell Rifat, Soueidiye, Antioche, Salqine, Harim, Ouroum es Soughra, Environs d'Alep, ALEP, Kessab, Ordou, Jisr ech Chorhour, Idlib, Saraqeb

La partie turque a été levée directement au 200.000e, en 1937-1939.

La partie syrienne a été établie par réduction de levers au 50.000e, de 1948-1951.

SEQUANIAN STROMATOPOROIDS FROM SOUTH-WEST ARABIA

BY

R. G. S. HUDSON

(Plates XXII-XXV.)

CONTENTS

THE MATERIAL : ITS LOCALITY, ASSOCIATED FAUNAS, AND AGE

The stromatoporoids described in this paper are some of the fossils collected by H. St. J. B. Philby from south-west Arabia and presented by him to the Department of Geology, British Museum (Natural History). The two localities, Alam Abyadh (45°42′ ; 15°48′) and Alam Aswad (45°46′ ; 15°55′), from which the collections were

made, are of isolated hills exposing about 200 ft. of light-coloured limestone (Cox, 1938, p. 322), the equivalent of the upper part of the Amran Limestones of the Sanaa area, Yemen (LAMARE, 1930, p. 52, and fig. 17). The fauna of the upper part of these beds has been described by BASSE (1930, p. 145) : it includes *Balanocidaris glandifera* MÜNSTER and *Exogyra nana* Sow. (= *E. bruntrutana* THURMANN) and is dated as of Sequanian (Lower Kimmeridgian) age, an age allocation confirmed by ARKELL (1952, p. 258).



FIG. 1. — SOUTH-WEST ARABIA,
SHOWING POSITION OF STROMATOPOROID FOSSIL LOCALITIES.

The mollusca of this collection, all from Alam Aswad, were described by Cox (1938) and dated as Lower Kimmeridgian (Sequanian), the identified fauna being as follows :

Navicula (*Eonavicula*) cf. *quadrisulcata* (J. DE C. SOWERBY)
Modiolus jurensis (MERIAN MS, ROEMER)
Brachidontes (*Arcomytilus*) *subpectinatus* (D'ORBIGNY)
Pteroperna modiolaris (MÜNSTER)
Entolium cf. *demissum* (PHILLIPS)

Lima (*Plagiostoma*) aff. *harronis* DACQUÉ
Lucina sp. indet.
Lucina sp. n.
Corbis cf. *subdecussata* BUVIGNIER
Mactromya sp. indet.
Cardium bannesianum THURMANN MS, CONTEJEAN
Ceratomya excentrica (VOLTZ MS, ROEMER)
Globularia cf. *hemisphaerica* (ROEMER)
Nerinea sp. indet.

The stromatoporoids are all from Alam Abyadh and are all presumably from the same horizon : their British Museum (Natural History) index numbers are as follows : H 1561-H 4700 except H 4618, H 4650, H 4652, H 4654, and H 4673. They have been identified as follows (the number of specimens identified is also given) :

Burgundia steinerae HUDSON, n. sp., 2
Actinostromarianina lecomptei HUDSON, n. sp., 111
Parastromatopora libani HUDSON, 1
'*Stromatopora' arrabidensis* DEHORNE, 1
Shuqraia zuffardiae (WELLS), 4
Shuqraia cf. *arabica* HUDSON, 9.
Cladocoropsis sp., 1
Milleporidium cf. *lusitanicum* (DEHORNE), 7.

With the above specimens there are pieces of foraminiferal limestone and from two of these the following foraminifera have been identified by Dr. M. CHATTON :

H 4652 *Valvulinella jurassica* HENSON, common
V. wellingsi HENSON, not common
Pseudocyclammina, one oblique section only
Pfenderina neocomiensis (PFENDER)
Nautiloculina oolithica MÖHLER, common
Textularids, miliolids, trochamminids : forms usually associated with the above mentioned assemblage
H 4650 *Valvulinella jurassica* HENSON, common
Pfenderina neocomiensis (PFENDER)
Nautiloculina oolithica MÖHLER
Textularids, miliolids, trochamminids.

A stromatoporoid assemblage comparable to the above occurs in the *Cidaris glandaria* LIMESTONES of the Lebanon (HEYBROEK, 1942; PFENDER, 1937; HUDSON, 1954 *c*). A similar fauna also been found in the Upper Jurassic Limestones penetrated in deep wells in Qatar, Persian Gulf.

Acknowledgments : The author is indebted to H. DIGHTON THOMAS and the authorities of the British Museum (Natural History) for permission to examine and describe the stromatoporoids of this paper, and to the Directors and the Chief Geologist of the Iraq Petroleum Company Limited for the facilities to do so. The author is also

indebted to Professor Pierre Pruvost for the loan from the Laboratoire de Géologie à la Sorbonne of the type specimens of *Stromatopora douvillei* and *S. arrabidensis* Dehorne.

Genus *BURGUNDIA* Dehorne, 1916.

Non Burgundia Munier-Chalmas, MS in coll. ; Munier-Chalmas, in Tornquist, 1901, p. 1116 ; Haug, 1909, p. 931.

Burgundia Dehorne, 1916, p. 430 ; 1920, p. 72 ; Pfender, 1931, p. 739 ; Steiner, 1932, p. 79 ; Yabe and Sugiyama, 1935, p. 151 ; Kelloway and Smith, 1938, p. 322 ; Lecompte, 1952, p. 11.

Circoporella Hayaska, 1917, p. 57.

? *Stromatoporidium* Vinassa de Regny, 1915, p. 108 ; Yabe, 1946, p. 202.

Comparable genera : *Bekhmeia* Hudson, 1954*a*.

Type species : *Burgundia trinorchii* Dehorne, 1916, p. 430, text-fig. 1 (*non Burgundia trinorchii* Munier-Chalmas, MS in coll. ; in Tornquist, 1901, p. 1116), Portlandian, Vers (Saône-et-Loire), France.

Other species : *B. semiclathrata* (Hayaska), 1917 ; *B. ramosa* Pfender, 1937 ; *B. campanae* Pfender, 1937 ; *B. tertia* Zuffardi-Comerci, 1938 ; *B. tutcheri* Kelloway and Smith, 1938 ; *B. tutcheri* var. *huttonae*, Kelloway and Smith, 1938. ? *Stromatoporidium globosum* Vinassa de Regny, 1915 (see Yabe, 1946).

Burgundia steinerae Hudson, n. sp.

Plate XXII, figures 1-3.

Holotype : Specimen H 4615, two pieces and sects. a (pl. XXII, figs. 2 *a*, 2 *b*) and b (pl. XXII, fig. 1). Paratype : H 4644, one piece and sects. *a* (pl. XXII, fig. 3) and *b*.

Diagnosis : *Burgundia*, nodular and encrusting, with vermiculate tubules between the thecal-lamellae.

Description : The coenosteum of H 4615 is an irregular nodule, now much worn, about 5 cm. across and encrusting a small cylindrical fragment of limestone : that of specimen H 4644 is lamellar, encrusting a worn coenosteum of *Shuqraia* cf. *arabica* Hudson. In each the reticulum is formed by thecal-lamellae (see Hudson, 1954 *a*) and interlamellar tubules. The thecal-lamellae are sinuous, their distance apart, generally about 1.0 mm., varying considerably ; they are about 10μ thick, a thickness which is increased to about 150 μ by an underneath lining, vertically fibrous to the lamellae and continuous with the tubule walls. The interlamellar tubules have an internal diameter of about 120 μ, their walls, in general, being about 100 μ thick : in tangential section they show an irregular vermiculate pattern with many of the tubules laterally open (pl. XXII, fig. 2 *b*).

Tabulate and walled astrorhizal tubes, both vertical (pl. XXII, fig. 1) and lateral, are not uncommon : the latter usually occur immediately above the thecal-lamellae

which they deflect to form small cones, probably mamelons on the coenosteal surface : the absence of mamelons and astrorhizae on these specimens, is probably due to weathering.

Comparison : Though the regularly parallel thecal-lamellae of *B. trinorchii* and the cylindrical coenostea of *B. ramosa* are used to distinguish these species from others, specific criterion in *Burgundia* is mainly based on the nature of the interlamellae structures. These may be pillars, or straight, curved, or meandriform pillar-lamellae, bifurcating in *B. tulcheri*, both pillars and lamellae often occurring together. The internal structure of *B. steinerae* is not unlike that of *B. semiclathrata*, from the Upper Jurassic of Japan, and *B. ramosa*, from the Upper Jurassic of Syria, especially in the thickness, course, and spacing of the thecal-lamellae [1]. It differs from that of these two forms, however, in the character of the interlamellae structures which are mainly tubules whereas those in *B. semiclathrata* and *B. ramosa* are pillar-lamellae, rather more regular in the former than in the latter, in which they tend to be meandriform.

Genus *ACTINOSTROMARIANINA* Lecompte, 1952.

Type species : *Actinostromarianina dehorneae* Lecompte, 1952, p. 9. Upper Jurassic, Dobrogea, Roumania. *Non Actinostromaria dehornae* Pfender, 1931; *non Actinostroma dehorneae* Lecompte, 1951.

Diagnosis : Actinostromariidae with dendroid, fasciculate or encrusting nodular coenostea with axial (or central) and peripheral reticulum formed of fairly continuous pillar-lamellae and, normal to them, discontinuous coenosteal-lamellae, together forming, as the peripheral reticulum, a loose, more or less monomorphic, reticulate cell-mesh, and, as the axial (or central) reticulum, a comparable tubule-mesh. Astrorhizal systems feebly developed or undistinguishable.

Remarks : Lecompte (1952, p. 9) in his original diagnosis of *Actinostromarianina* states that the branch axis is occupied by a narrow astrorhizal canal. This is not a common feature of Mesozoic stromatoporoids and does not occur in other stromatoporoids congeneric with *A. dehorneae*. It is therefore omitted from the above diagnosis, being considered to be of specific importance only.

The distinction between *Actinostromaria* Haug, 1909 (see also Dehorne, 1915, 1920; Steiner, 1932; Wells, 1934; Pfender, 1937; Lecompte, 1952) and *Actinostromarianina* Lecompte, 1952, should, in the opinion of the author, be based on the character of the reticulum and astrorhizal systems and not, as suggested by Lecompte (1952, p. 10) on the presence in *A. dehorneae* of a 'système astrorhizal axial unique'.

1. The difference between *B. semiclathrata* and *B. ramosa* is mainly in the growth-shapes of the coenostea, which in *B. semiclathrata* are nodular and encrusting like those of *B. steinerae*, and in *B. ramosa* are either branches or proliferations from a coenosteal nodule.

Wells in 1943 described a stromatoporoid from Ethiopia as *Actinostroma praesalevensis* Zuffardi-Comerci [1]. The structural difference between the central and peripheral reticula, the irregular and loosely linked mesh of discontinuous coenosteal-lamellae and dominant pillar-lamellae, and the feeble development of the astrorhizal



Fig. 2. — Parts of coenosteal branches of *Actinostromarianina lecomptei* Hudson, n. sp., nat. size. 1, H 4609 ; 2, H 4610 ; 3, H 4577 (see pl. XXIV, fig. 5) ; 4, H 4645 ; 5, H 4641.

systems suggest that this form in spite of the fact that it is nodular rather than dendroid should be allocated to *Actinostromarianina* rather than *Actinostroma* or *Actinostromaria*.

1. The holotype of this species is not sufficiently described to enable its genus to be determined.

Actinostromarianina lecomptei Hudson, n. sp.

Plate XXII, figure 6 ; plate XXIV, figures 4-7 ; plate XXV, figures 1 and 3 ; text-figures 2-5.

Holotype : H 4580, 3 pieces, sect. *a* (pl. XXV, fig. 1 *a*), *b* (pl. XXV, fig. 1 *b*), *c* (pl. XXII, fig. 6).

Other specimens : H 4561, 3 pieces, sects. *a-c* (text-fig. 5) ; H 4565 ; 4568 ; H 4571, 3 pieces, sects. *a*, *b* (text-fig. 4) ; H 4572 ; H 4574-75 ; H 4576, 3 pieces, sects. *a*, *b* (pl. XXIV, fig. 7), *c* ; H 4577 (3, text-fig. 2), sect. *a* (pl. XXIV, fig. 5) ; H 4578, 3 pieces, sects. *a*, *b* (pl. XXV, fig. 3), *c* ; H 4579, 2 pieces, sects. *a-c* ; H 4582 (text-fig. 3) ; H

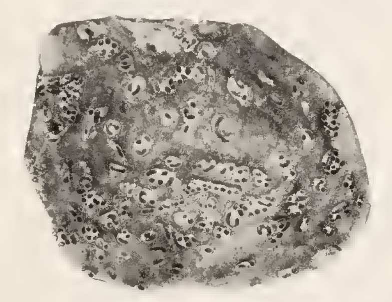


Fig. 3. — Polished transverse surface of branch of *Actinostromarianina lecomptei*, H 4582, × 3·8, showing coenosteum with spirally coiled borings, probably of Serpula.

4583-90 ; H 4591, thin sect. *a* ; H 4592-7 ; H 4598, 2 pieces ; H 4599-4607 ; H 4608, 3 pieces, sects. *a-c* ; H 4609 (1, text-fig. 2) ; H 4610 (2, text-fig. 2) ; H 4611, 3 pieces, sects. *a*, *b*, *c* (pl. XXIV, fig. 4) ; H 4612, 3 pieces, sects. *a*, *b*, *c* (pl. III, fig. 6) ; H 4616, sect. *a* ; H 4619-21 ; H 4623-31 ; H 4632, 2 pieces ; H 4633-35 ; H 4636, thin sect. *a* ; H 4637-38 ; H 4641 (5, text-fig. 2) ; H 4642-43 ; H 4645 (4, text-fig. 2) ; H 4646, 3 pieces, thin sects. *a*, *b* ; H 4647-49 ; H 4653 ; H 4655 ; H 4661-63 ; H 4664, thin sect. *a* (pl. XXIV, fig. 1) ; H 4665-72 ; H 4674-85 ; H 4686, thin sect. *a* ; H 4687-88 ; H 4689, thin sect. *a* ; H 4690, thin sect. *a* ; H 4692-H 4700.

Description : The above specimens, parts of cylindrical branches, can be divided into two groups. In that which consists of specimens H 4576-77, H 4580 and H 4582, the branches are from 2 cm. to 4.5 cm. in diameter, the maximum length being about 9 cm. They are thicker and straighter and branch less than those of the other group

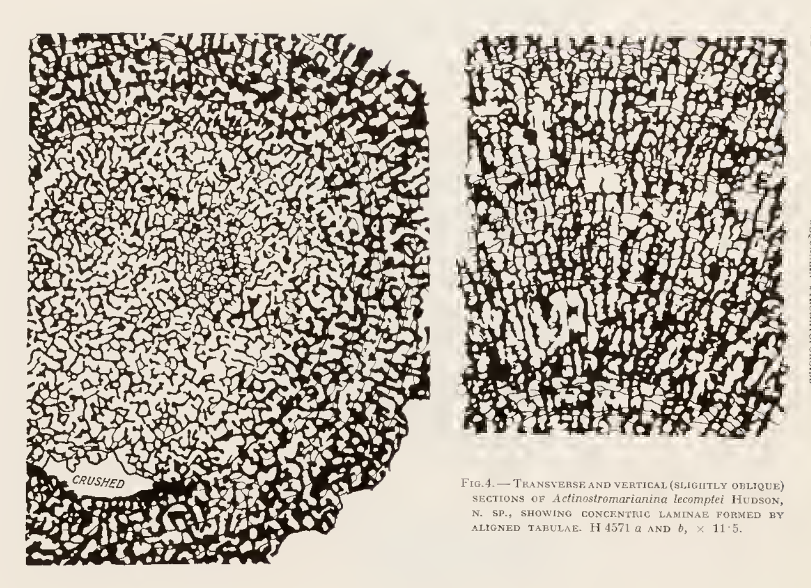


Fig. 4. — Transverse and vertical (slightly oblique) sections of *Actinostromarianina lecomptei* Hudson, n. sp., showing concentric laminae formed by aligned tabulae. H 4571 *a* and *b*, × 11·5.

and appear to be fasciculate. In the other group, which consists of the remainder of the specimens, branching is frequent, the branches, which are slightly sinuous, remaining attached for a short distance by a thin and flattened extension of the coenosteum. Excluding those parts of the coenosteum which include two developing branches, their diameter ranges from 0.5 cm. to 2 cm. though most are from 1 cm. to 1.5 cm., the maximum length being about 11 cm. Specimens of this group are much less latilamellate than those of the other group but otherwise their internal structure is the same. Since this is so, the two groups are either form-species, or the fasciculate specimens are the main branches of the coenosteum, the dendroid ones being the subsidiary ones. In either case the specimens are monospecific and are so treated in this paper.

The coenosteal branches consist of normally related axial and peripheral reticula. The former, generally 5 mm. to 10 mm. across, consists of slightly flexed and generally parallel pillar-lamellae in which the pillars remain distinct from the lamellae. They are about 40 μ thick, varying slightly and irregularly in thickness. Coenosteal-lamellae, generally incomplete, are rare near the branch-axis but increase in frequency as the pillars bend to the peripheral reticulum. In cross-section the pillar-lamellae form a mesh of sharply meandriform lamellae about 200 μ apart, or form monomorphic tubules, roughly polygonal and about 200 μ across. Astrorhizal tubes and tabulae are absent except that the latter occur at the bend over of the tubules. The axial reticulum is structurally very weak and the branch is often crushed along it. No axial astrorhizal tube has been seen : many of the specimens have had, however, the fragile axial reticulum replaced by lime-mud.

The peripheral reticulum consists of both pillar-lamellae and coenosteal-lamellae, both thicker than in the axial reticulum, the former being fairly continuous, the latter markedly discontinuous. The pillar-lamellae have some angular flexing and rapid though slight variation in thickness. Numerous coenosteal-lamellae and projections vary from slight irregularities on the pillars to lamellae crossing from one pillar to the other. The peripheral reticulum is also strongly latilamellate, the difference between the layers, about 2.25 mm, apart, being due to varying relative thickness and differing proportion of the pillar- and coenosteal-lamellae. In the compact layers (the latilamellae) the pillar-lamellae are about 100 μ thick and 140 μ apart ; in the intervening tenuous layers they are about 65 μ thick and 200 μ apart. In the former the coenosteal-lamellae cross from pillar to pillar and show continuation, or at least alignment, for some distance ; in the latter they are mainly projections. In transverse section there is a marked difference of structural pattern for in the compact layer the pillar-lamellae form a network of tubules, tending to be polygonal and of differing sizes, while in the tenuous layer they form an open, elongate, and meandriform mesh : this difference is also seen on the surface of the branches. Tabulae occur sporadically, mainly in the tenuous layers where they may form continuous laminae. Astrorhizal systems are difficult to recognise since the vertical tubules, though they

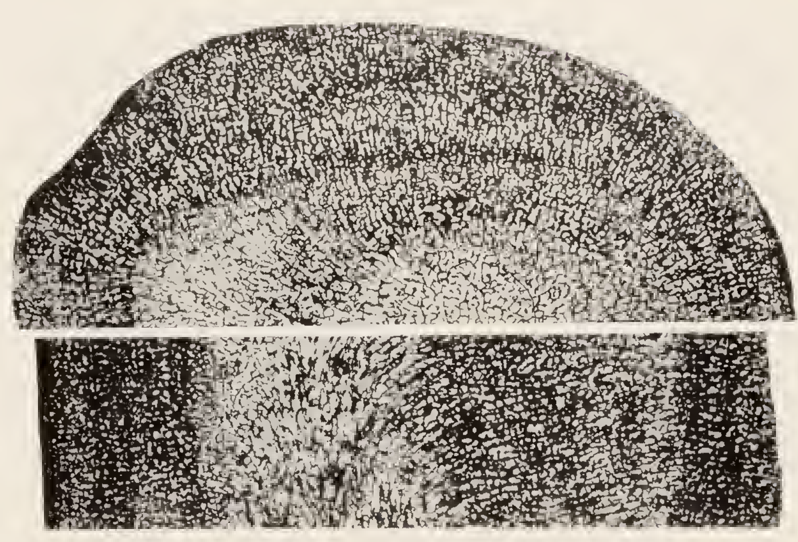


FIG. 5. — TRANVERSE AND LONGITUDINAL (NEAR AXIAL) SECTIONS OF *Actinostromarianina lecomptei* HUDSON, N. SP. H 4564 *a*, *b*, × 8·5.

are straight-walled and tabulate, are of the same diameter as the coenosteal tubules. In transverse section possible astrorhizae are shown by an indefinite radial arrangement of the pillar-lamellae.

Genus *PARASTROMATOPORA* subgenus Yabe and Sugiyama, 1935; genus Hudson, 1954 *c*.

Type species (by original designation) : *Stromatopora japonica* Yabe, 1903. Upper Jurassic, Torinosu Limestone, Japan.

Diagnosis : Nodular, massive, lamellar or encrusting coenosteum with a reticulum of pillar-lamellae joining to form irregular tubules crossed by numerous tabulae. Coenosteal-lamellae absent or subordinate. Astrorhizal systems formed by radially arranged tabulate tubules. Pillar-lamellae fibrous, fasciculate upwards and outwards.

Remarks : The above diagnosis applies not only to *Parastromatopora* but also to the subgenus *Epistromatopora* founded by Yabe and Sugiyama, 1935, as a form structurally comparable to *Parastromatopora*, but differing in the character of the 'centres of calcification' of the pillars and lamellae, a distinction which has not yet been recognized in Middle East stromatoporoids.

Parastromatopora libani Hudson, 1954 *c*.

Plate XXIII, figures 3 *a-c*; plate XXIV, figure 3; plate XXV, figure 2.

Holotype : *Parastromatopora libani* Hudson, 1954 *c*, pl. 2, figs. 1, 3, 4. Upper Jurassic (Kimmeridgian) of Lebanon. Collection Geological Department, British Museum (Natural History) and Rijksmuseum van geologie te Leiden.

Arabian material : H 1651, 2 pieces and sects. *a* (pl. XXIII, fig. 3 *c*), *b* (pl. XXIII, fig. 3 *b*; pl. XXIV, fig. 3), *c* (pl. XXV, fig. 2), *d* (pl. XXIII, fig. 3 *a*).

Description : Coenosteum nodular, surface not known. Reticulum of radial tubules (inner diameter from 160 μ to 250 μ; common 200 μ), monomorphic, often elongate, with walls of meandriform pillar-lamellae (general thickness 200 μ). Virtual absence of coenosteal-lamellae. Tubules crossed by simple tabulae, in general about 220 μ apart and approximately concentrically aligned within the reticulum. The astrorzhizal system formed of aligned and often continuous coenosteal-tubules (dimensions as for tubules of reticulum), radially arranged, the tubule walls joining the one with the other more or less at the centre. When astrorhizal tubes are continuous, the tabulae are compound. No independent central astrorhizal tubes.

Genus *STROMATOPORINA* Kühn, 1927.

Type species (original designation) : *Stromatopora tornquisti* Deninger, 1906 [1].

Diagnosis : Coenosteum, nodular and latilamellate, with a tabulate reticulum of closely spaced meandriform pillar-lamellae and coenosteal-lamellae, the former dominant, the latter generally-impersistent. The pillar-lamellae may join to form monomorphic tubules, approximately equidimensional in cross section. Astrorhizal systems common, well individualized, tabulate, with wide tubules. Skeletal microstructure : fasciculate fibrous.

It is now generally recognized that the Stromatopora-like forms in the Mesozoic are a group morphologically independent of the Palaeozoic forms for their skeletal tissue is fasciculate fibrous (jet d'eau structure), whereas that of the Palaeozoic forms is cellular or granular. Realising this, Kühn founded the genus *Stromatoporina* for the reception of the Mesozoic Stromatopora-like forms though he did not include '*douvillei*' as one of these forms. Since *Stromatoporina* was founded on an imperfectly known type-species its connotation has varied with different workers : that adopted by the author is closely based on the structure of the neholotype of the species. Such a generic diagnosis excludes the species '*arrabidensis*', from the genus *Stromatoporina*.

'*Stromatopora*' *arrabidensis* Dehorne, 1918.

Stromatopora arrabidensis Dehorne, 1918, 1920, 1923 ; Steiner, 1932.
Milleporidium arrabidensis, Kühn, 1928
Stromatoporina arrabidensis, Lecompte, 1952.

Holotype (chosen Lecompte, 1952) : Specimens figured by Dehorne, 1923, pl. I, figs. 3 *a*, *b*; 1920, pl. VI, fig. 1, and pl. XIII, fig. 6. Upper Jurassic of Arrabida, Portugal.

1. Holotype of *S. tornquisti* (chosen Lecompte, 1952, p. 19) : Specimen from Bathonian of Monte Zirra, Nurra, NW Sardinia, figured by Deninger (1906, pl. VII, figs 7 *a* and 7 *b*) as *S. tornquisti*.

Neoholotype (here chosen) : Specimen from Bathonian of Sardinia figured by Osimo (1910, pl. I, figs 2, 2 *a*, 2 *b*) as *S. tornquisti* Deninger.

Description (based on and limited by the description and figures of neoholotype, Osimo, 1910) : Coenosteum, nodular (the neoholotype is only a fragment of a coenosteum) ; surface not known. Coenosteum consists of an inner and an outer reticulum (the only figured section includes a transverse section of an inner reticulum passing into a vertical section of an outer one) : it is divided into concentric zones by latilamellae and traversed by prominent astrorhizal tubes. Reticulum formed of pillars linked by pillar-lamellae, forming in transverse section a meandriform mesh of lamellae or tubules. Coenosteal-lamellae, projections from the pillars, may be aligned across several pillar intervals. Both pillar- and coenosteal-lamellae are irregular in thickness and alignment and never extend far through the reticulum though the pillar-lamellae are the more persistent and tend to dominate it. Tabulae common. Latilamellae, formed by thickened and more continuous coenosteal-lamellae, limit both pillars and astrorhizal tubes. Astrorhizal systems are numerous and consist of compound vertical tubes and branching lateral tubes, both tabulate, wider than the coenosteal tubules, and very distinct within the reticulum.

Stromatopora aff. *arrabidensis* : H 4613, 2 pieces and sects. *a*, *b*. A worn and bored part of a nodular coenosteum, 5 cm. long and 3 cm. across, on which there is an encrusting coenosteum of *Parastromatopora*. The internal structure is reticulate with pillar-lamellae dominant and, in general, continuous, their thickness being commonly about 150 μ. In transverse section the reticulum is vermiculate and irregularly tubular (internal diameter commonly about 230 μ). The coenosteal-lamellae are very unequally developed : they may be as thick as the coenosteal-pillars, of which they are outgrowths, extend from pillar to pillar, are often in alignment across several tubules, and be repeated at definite intervals (about 200 μ), giving in vertical section a marked reticulate pattern. Or, they may be merely projections from the pillars, often linked across the tubules by tabulae. Tabulae tend to occur in thin concentric zones to the exclusion of the coenosteal lamellae, or in groups of tubules which may be astrorhizal. Astrorhizal tubes have been seen only in transverse section where, though not particularly definite, they have a radial arrangement. The pillars have a fasciculate fibrous microstructure : the conical bundles of fibres start at the axis of the pillar and fan out into the coenosteal lamellae. The concentric pattern of the coenosteum in mainly due to layers to sediment on growth surfaces.

Comparison : The specimen has considerable resemblance to both *Stromatopora choffati* Dehorne and *S. arrabidensis* Dehorne : it differs from the former in that the pillars are more continuous and dominate to a greater degree the pattern of the reticulum and because of the absence of latilamellae; it differs from the latter in that it is nodular and not branching and therefore its coenosteum is not divided into axial and peripheral reticulum. Since, however, the pattern of its reticulum differs little from that of *S. arrabidensis*, it is allied to that species and named '*Stromatopora*' cf. *arrabidensis*. This species was allocated to the genus *Stromatoporina* by Lecompte (1952) : a feature of that genus, however, is the marked astrorhizal systems independent of the reticulum pattern. Since such features are absent in the specimen under discussion and since other generic allocation is uncertain it is retained in the genus '*Stromatopora*'.

Genus ***SHUQRAIA*** Hudson, 1954 *b*.

Type species (by designation, Hudson, 1954 *b*) : *Milleporidium zuffardiae* Wells, 1943. Upper Jurassic, Ethiopia.

Shuqraia zuffardiae (Wells), 1943.

Specimens H 4569; H 4573; H 4614, 3 pieces and sects. *a*, *b*, *c* (pl. XXIII, fig. 2); H 4691, 3 pieces and sects. *a*, *b*. These specimens are pieces of coenosteal branches up to 20 mm. in diameter. The surface has a mesh of vermiculate tubules with no mamelons or astrorhizae. In both axial and peripheral reticulum the tubule walls have a

general thickness of 100 μ, the internal diameter of the tubules being about 150 μ in the axial reticulum and 100 μ in the peripheral. Specimen H 4569 is partly encrusted with a thin layer of a fine-textured stromatoporoid.

Shuqraia cf. *arabica* Hudson, 1954 *b*.

Plate XXII, figures 4 and 5 ; plate XXIII, figure 1 ; plate XXIV, figure 2.

Arabian material : H 4561-3 ; H 4567 ; H 4570, 3 pieces, sects. *a*, *b* (pl. XXII, fig. 4) ; H 4581, sects. *a* (pl. XXII, fig. 5), *b*-*d* ; H 4639, 3 pieces, sects. *a*, *b* (pl. XXIII, fig. 1 *a*, 1 *b*) ; H 4640, 3 pieces, sects. *a* (pl. XXIV, fig. 2), *b*, *c* ; H 4644, sects. *a*, *b*.

Description : The above specimens are all fragments of cylindrical coenostea, occasionally branching : the largest fragment is 9 cm. long and 2.5 cm. wide ; the general diameter is about 1.5 cm. The surface consists of meandriform tubule openings with numerous astrorhizae about 6 mm. across. Internally the coenosteum consists of an axial and peripheral reticulum, the former, about one-third of the branch diameter, is built of tubules parallel to the axis of the branch, the latter of tubules normal to the surface. In the axial reticulum the tubule walls are consistently about 100 μ thick, sharply flexed and form elongate irregular tubules generally 140 μ in diameter. In the peripheral reticulum the tubule walls are thicker, in general about 150 μ, its pattern is more lamellar than tubular, and it is often completely compact, especially around the astrorhizae. Coenosteal-lamellae are almost completely absent in the axial reticulum except where the tubules are beginning to turn over to the peripheral reticulum and there, and in that, coenosteal-lamellae cross the tubules. They are usually concentrically aligned but unequally distributed through the reticulum, which is thus concentrically zoned, an effect which is emphasized by the numerous lateral astrorhizal tubes. Tabulae, aligned in both peripheral and axial reticulum, are less common in the former. The microstructure of tubule walls and coenosteal-lamellae is fasciculate fibrous. The astrorhizae are radial, the main canals bifurcating several times. Within the coenosteum the astrorhizal system consists of vertical and lateral tabulate tubes, about 180 μ in diameter : they are common in the peripheral reticulum, but indistinguishable, if present, in the axial reticulum.

Cladocoropsis sp.

Specimen H 4617. A small and rather indefinite fragment of a branch of *Cladocoropsis*.

Milleporidium cf. *lusitanicum* (Dehorne), 1920.

Specimens H 4656, sect. *a*; H 4657, sect. *a*; H 4566, 3 pieces, sects. *a*, *b*; H 4658, 2 pieces, sects. *a*, *b* ; 4659, 4 pieces, sects. *a*, *b* ; 4660, 1 pièce, sect. *a* ; H 4622, 2 pieces, sects. *a*, *b*, *c*. These specimens consist of four pieces of coenosteal branches

(diam. up to 17 mm.), all, except H 4622, silicified. The surfaces of H 4622 and H 4566 show a fine vermiculate mesh, with occasional isolated larger circular ostia. The axial reticulum consists of pillar-lamellae and coenosteal lamellae, both about 50 μ thick and forming a loose reticulate mesh in vertical section and a fine vermiculate one (mesh-diameter about 80 μ) in transverse section. In the peripheral reticulum, the pillar-lamellae are normal to the surface of the coenosteum and are closely packed so that the tubules they form are fine (about 50 μ in diameter), their walls being about 60 μ thick. These tubules are tabulate. Scattered in the peripheral reticulum there are wide tabulate tubules about 200 μ in diameter, presumably the zooidal tubes of other workers. These are neither as numerous or as regularly spaced as in *M. remesi* STEINMANN, or *M. romanicum* (DEHORNE), 1918. Their distribution and that of the narrower tabulate tubules which accompany them is more like that of *M. lusitanicum* (DEHORNE), 1920, and *M. somaliense* ZUFF.-COM., 1932. The pattern of its reticulum is, however, most like that of the former species to which, therefore, it is provisionally referred.

LIST OF REFERENCES

ARKELL, W. J. 1952. — Jurassic ammonites from Jebel Tuwaiq, Central Arabia. *Phil. Trans. Roy Soc. London*, (B) **236** (633), 241-313.

BASSE, E. 1930. — Contribution à l'étude du Jurassique supérieur (Faciès Corallien) en Éthiopie et en Arabie Méridionale. *Mém. Soc. Géol. France*, (n. s.), nº 14, 105-148.

COX, L. R. 1938. — Jurassic Mollusca from Southern Arabia collected in 1936 by Mr H. St. J. B. Philby. *Ann. Mag. Nat. Hist.*, (11) **1**, 321-336.

DEHORNE, Y. 1915. — Sur un Actinostromidé du Cénomanien. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **161**, 733-735.

— 1916. — Sur un Stromatopore milléporoïde du Portlandien. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **162**, 430-433.

— 1918. — Sur les analogies de la forme branchue chez les Polypiers constructeurs de récifs actuels avec celle des Stromatopores des terrains secondaires. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **166**, 219-222.

— 1920. — Les Stromatoporoïdés des terrains secondaires. *Mém. Carl. Géol. Dét. France*, 1-170. Paris.

— 1923. — Stromatoporidés jurassiques du Portugal. *Comm. Serv. Geol. Portugal*, **13**, 12-21.

DENINGER, K. 1906. — Einige neue Tabulaten und Hydrozoen aus mesozoischen Ablagerungen. *Neues Jahrb. Min. Pal Geol.*, I, 61-70.

GOLDFUSS, A. 1826. — Petrefacta Germaniae. Vol. I. *Düsseldorf.*

HAUG, E. 1909. — Traité de Géologie. Vol. II, Les périodes géologiques. *Paris.*

HAYASAKA, I. 1917.— On a new Hydrozoan Fossil from the Torinosu-Limestone of Japan. *Sci. Rept. Tohôku Imp. Univ. Sendai, Japan*, (2) **4**, 55-60.

HEYBROEK, F. 1942. — La Géologie d'une partie du Liban Sud. *Leid. Geol. Meded.*, **12**, 251-170.

HUDSON, R. G. S. 1953. — The systematic position of the Mesozoic stromatoporoid *Cladocoropsis* Felix, 1907. *Ann. Mag. Nat. Hist.*, (12) **6**, 615-9.

— 1954 *a.* — A new Lower Cretaceous stromatoporoid, *Bekhmeia welzeli*, from northern Iraq. *Journ. Pal.*, **28**, 47-51.

— 1954 *b.* — Jurassic stromatoporoids from southern Arabia. *Notes Mém. Moyen Orient*, **5**, 657-661.

— 1954 *c.* — Jurassic stromatoporoids from the Lebanon. *Journ. Pal.*, **28**, 207-221.

— 1955. — On the Jurassic stromatoporoids : I. The type of *Stromatopora douvillei* Dehorne. *Ann. Mag. Nat. Hist.*, (12) **8**, 13-20.

KELLAWAY, G. A. and S. SMITH. 1938. — Stromatoporoids from the Inferior Oolite of southwest England. *Q. J. G. S.*, **94**, 321-329.

KÜHN, O. 1927. — Zur Systematik und Nomenklatur der Stromatoporen. *Centralbl. Min. Geol. Pal.*, (B) 1927 (12), 546-551.

LAMARE, P. 1930. — Nature et extension des dépôts secondaires dans l'Arabie, l'Éthiopie et les pays Somalis. *Mém. Soc. Géol. France*, (n. s.), nº **14**, 49-68.

LECOMPTE, M. 1951. — Les Stromatoporoïdés du Dévonien Moyen et Supérieur du Bassin de Dinant. Première partie. *Mém. Inst. Roy. Sci. Nat. Belg.*, nº 116, 1-215.

— 1952. — Révision des Stromatoporoïdés Mésozoïques des Collections Dehorne et Steiner. *Bull. Inst. Roy. Sci. Nat. Belg.*, **28** (53), 1-39.

Mayne, W. 1938. — Die Grenzschichten von Jura und Kreide in der Titliskette. *Eclogae geol. Helv.*, **31**, 21-70.

Osimo, G. 1911. — Alcune nuove Stromatopore giuresi e cretacee della Sardegna et dell' Appennino. *Mém. R. Acad. d. Sci. di Torino*, **61**, 277-292.

Pfender, J. 1932. — Sur la présence de Stromatoporidés du genre Burgundia dans les calcaires portlandiens de Grand Corent, près Villereversure (Ain). *Bull. Soc. Géol. France*, (5) **1**, 739-742.

— 1937. — Quelques Hydrozoaires de la Syrie septentrionale. *Notes Haut-Comm. Syrie*, **2**, 125-136.

Steiner, A. 1932. — Contribution à l'étude des Stromatopores secondaires. *Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne*, **50**, 1-117.

Steinmann, G. 1903. — *Milleporidium*, eine Hydrocoralline aus dem Tithon von Stramberg. *Beitr. Pal. Geol. Ost.-Ung. u. Orients.*, **15**, 1-8.

Tornquist, A. 1901. — Ueber mesozoiche Stromatoporiden. *Sitzb. K. preuss. Akad. Wiss.*, 1901 (2), 1115-1123.

Vinassa de Regny, P. 1915. — Triadische Algen, Spongien, Anthozoen und Bryozoen aus Timor. *Palaontologie von Timor*, **4**, 75-118.

Wells, J. W. 1934. — A new species of stromatoporoid from the Buda Limestone of Central Texas. *Journ. Pal.*, 8, 169-170.

— 1943. — Palaeontology of Harrar Province, Ethiopia. Pt. 3. Jurassic Anthozoa and Hydrozoa. *Bull. Amer. Mus. Nat. Hist.*, **82**, 31-54.

Yabe, H. 1903. — On a Mesozoic Stromatopora. *Journ. Geol. Soc. Tōkyō*, **10** (123), 1-7.

— 1946. — On some Fossils from the Saling Limestone of the Goemai Mountains, Palembang, Sumatra, Parts 1 and 2. *Proc. Jap. Acad.* **22**, 200-203, 259-264.

Yabe, H., and T. Sugiyama. 1935. — Jurassic Stromatoporoids from Japan. *Sci. Rept. Tôhoku Imp. Univ.*, (2) **14**, 135-192.

Zuffardi-Comerci, R. 1938. — Corallari e idrozoi Giurassici dell'Ogaden (A. O. I.). *Pal. Ital.*, **32**, Suppl. 3, 1-9.

EXPLANATION OF PLATES XXII-XXV

All figures are of thin sections, variously enlarged, of stromatoporoids collected by H. St. J. B. PHILBY from Alam Abyadh, southwest Arabia, and given by him to the Department of Geology, British Museum (Natural History). They are all from the upper part of the Amram Limestones and are of Sequanian age.

Plate XXII

Figs 1 and 2. — Holotype of *Burgundia steinerae* Hudson, n. sp. — Fig. 1, radial section, slightly oblique, of part of encrusting coenosteum showing (*v*) vertical tabulate astrorhizal tube. H 4615 *b*, × 15. — Figs. 2 *a* and 2 *b*, tangential section of same specimen showing (*v*) vertical and (*l*) lateral astrorhizal tubes.

Fig. 3. — *Burgundia steinerae* Hudson, n. sp. encrusting worn coenosteum of *Dehornea*. Radial section with (*l*) lateral astrorhizal tubes. H 1641 *a*, × 10.

Figs 4 and 5. — *Shuqraia* cf. *arabica* Hudson. — Fig. 4, longitudinal section, approximately axial. H 4570, × 6.5. — Fig. 5, tangential section showing lateral branching astrorhizal tubes. H 4581 *a*, × 6.

Fig. 6. — *Actinostromarianina lecomptei* Hudson, n. sp. — Tangential section of holotype (see also pl. XXV, figs. 1 *a* and 1 *b*) showing radial grouping of coenosteal tubules forming indefinite astrorhizae. H 4580 *c*, × 7.

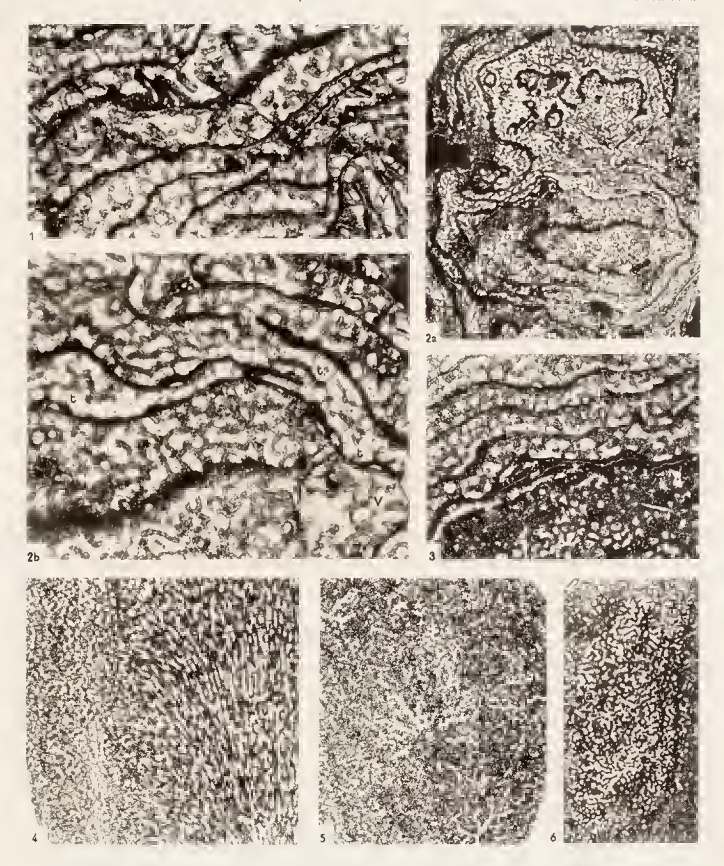

1
2a
2b
3
4
5
6
t
V

PLATE XXIII

FIG. 1. — *Shuqraia* cf. *arabica* HUDSON. — Fig. 1 *a*, longitudinal section, nearly axial, H 4639 *a*, × 10. — Fig. 1 *b*, transverse section showing tabulate astrorhizal tubes, both vertical and horizontal, H 4639 *b*, × 10.

FIG. 2. — *Shuqraia zuffardiae* (WELLS). — Tangential section, H 4614 *a*, × 7.

FIG. 3. — *Parastromatopora libani* HUDSON. — Fig. 3 *a*, tangential section showing astrorhizal system. H 4651 *d*, × 6. — Fig. 3 *b*, transverse section from central part to near periphery (see also pl. III, fig. 3). H 4651 *b*, × 6. — Fig. 3 *c*, radial section, H 4651 *a*, × 3.25.

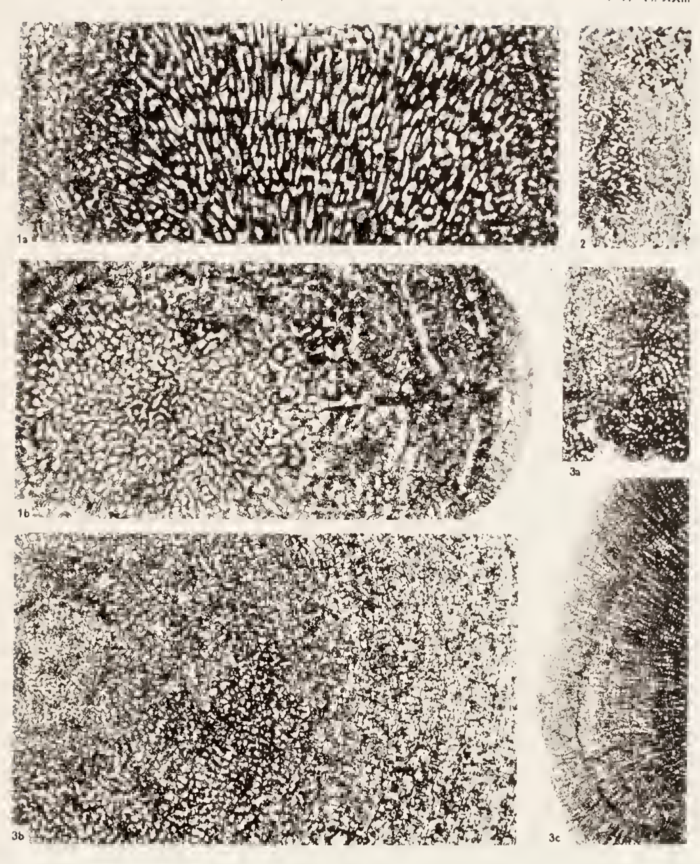

1a
2
1b
3a
3b
3c

Plate XXIV

(The numbers 2 and 4 on this plate should be transposed).

Fig. 1. - *Actinostromarianina* juv. — Transverse section showing medial line of tubule walls and lamellae. H 4664, × 12.

Fig. 2. — *Shuqraia* cf. *arabica* Hudson. — Transverse section showing lateral astrorhizal tubes. Structures on left are *Serpula* borings. H 4640, × 6.5.

Fig. 3. — *Parastromatopora libani* Hudson. — Peripheral part of transverse section (see pl. II, fig. 3 *b*). H 4651 *b*, × 13.

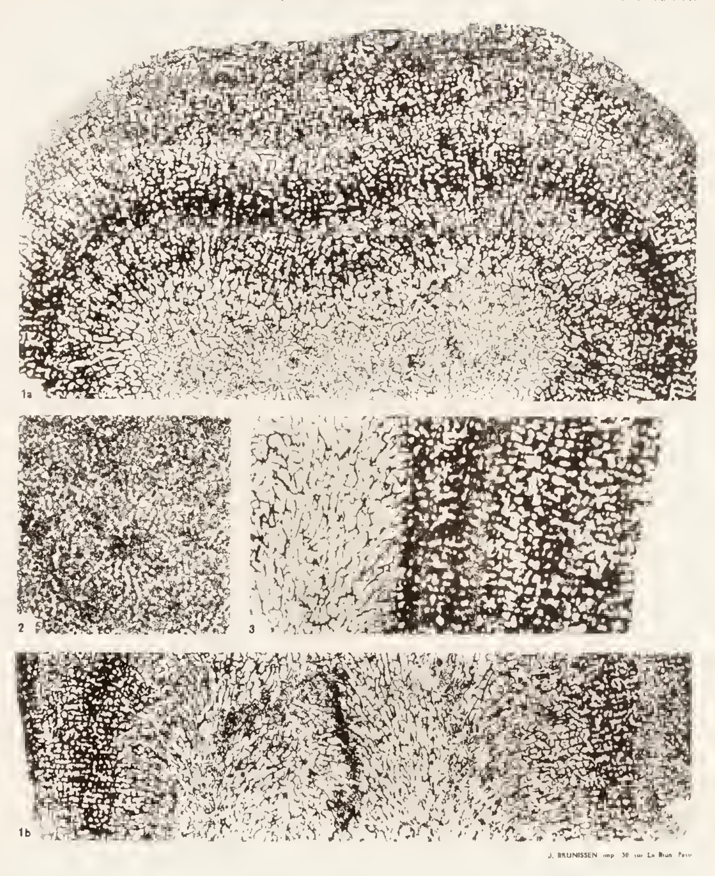
Figs 4-7. — *Actinostromarianina lecomptei* Hudson, n. sp. — Fig. 4, tangential section, H 4611 *c*, × 5. — Fig. 5, transverse section (see 3, text-fig. 2) showing latilamellae. H 4577 *a*, × 2.5. — Fig. 6, longitudinal section, tangential to axial coenosteum. H 4612 *c*, × 7. — Fig. 7, longitudinal section, tangential to axial coenosteum, showing latilamellae. H 4576 *b*, × 3.5.


1
2
3
4
5
6
7

Plate XXV

Figs 1 and 3. — *Actinostromarianina lecomptei* Hudson, n. sp. — Figs. 1 *a*, 1 *b*, transverse and longitudinal axial section of holotype, prior to bifurcation : fig. 1 *a*, H 4580 *a*, × 8. — Fig. 1 *b*, H 4580 *b*, × 6.5. — Fig. 3, longitudinal axial section showing tabulae. H 4578 *b*, × 12.

Fig. 2. — *Parastromatopora libani* Hudson. Tangential section showing pillars, pillar-lamellae, and astrorhizal system. H 4651 *c*, × 6.



J. BRUNISSEN imp. 30 rue Le Brun Paris

TABLE DES MATIÈRES

TROISIÈME PARTIE

LES ROCHES VERTES SUR LE TERRAIN

QUATRIÈME PARTIE

PÉTROGRAPHIE DES ROCHES VERTES

CINQUIÈME PARTIE

DISCUSSION — CONCLUSIONS



IMPRIMERIE PROTAT FRÈRES, MACON. — OCTOBRE 1955.
N^os D'ORDRE : IMPRIMEUR, 5649 ; EDITEUR, 6 — DÉPÔT LÉGAL 4e TRIMESTRE 1955.